

Anàlisi i estudi de la generació i la dissipació dels fronts meteorològics

ÍNDEX

<u>TEMA</u>	<u>PÀGINA</u>
1. Introducció	4
2. Atmosfera i subdivisió	6
2.1. Composició química de l'atmosfera	6
2.2. Circulació global atmosfèrica	10
3. Masses d'aire i paràmetres	13
3.1. Moviments de les masses d'aire	14
3.2. Característiques de les regions d'origen	14
4. Dinàmica del temps. Fronts	16
4.1. Zona frontal i superfície frontal	17
4.2. Tipus de fronts: fronts freds i càlids	17
4.3. Fronts ocluits	20
4.4. Front estacionari	21
5. Superfícies de rellicament i de subsidència	22
6. L'efecte frontogenètic	24
6.1. Frontogènesis en un camp de velocitat pla	29
6.2. Divergència	30
6.3. Caràcter d'un front	33
6.4. Els fronts concrets de la meteorologia sinòptica	35
7. La superfície de 500 mb	39
7.1. Ones llargues i curtes, de Rossby	39
7.2. Conducta de les ones curtes	40
7.3. Baixes tancades o cut-off lows	42
8. Estructura de les baixes i els anticiclons	43
8.1. Variació del vent en altura	43
8.2. Baixes fredes	46
8.3. Baixes càlides	47
8.4. Anticiclons càlids	49
8.5. Anticiclons freds	50
9. Cas pràctic	51
10. Conclusions	55
11. Agraïments	56
12. Bibliografia i webgrafia	57

1. INTRODUCCIÓ

L'atmosfera està constituïda per porcions considerables a les que anomenem masses d'aire. Aquestes tenen un volum d'aire d'extensió màxima de 1000 Km en qualsevol de les seves dimensions superficials i amb valors de temperatura i humitat bastant aproximats i semblants en tota la seva extensió.

Segons la procedència d'aquestes masses d'aire, s'anomenen masses d'aire àrtiques, antàrtiques, masses d'aire polar, d'aire tropical i d'aire equatorial. És important distingir entre si són masses d'aire continentals o marítimes.

En funció del camí recorregut i l'estat de la massa aèria variarà les seves característiques.

Al posar-se en contacte dues masses d'aire de característiques diferenciades les propietats de cadascuna d'elles canvia en la zona de contacte. Aquesta zona de contacte es l'anomenada zona frontal i el seu espessor pot variar de centenars a milers de metres. La intersecció de la superfície frontal amb la terra és el que s'anomena front.

Dit això, l'objectiu d'aquest treball és l'estudi i anàlisi de la generació (frontogènesis) i la dissipació (frontolisi) dels fronts meteorològics, els paràmetres més rellevants que hi influeixen i la posada en pràctica sobre cartes de superfície i altura, analitzant'hi la formació, evolució, conseqüències sobre superfície i d'altres aspectes.

Per frontogènesi s'entén que és el procés de formació o bé d'intensificació d'un front o bé d'un sistema frontal per influències físiques o bé cinemàtiques (radiació, moviment aire).

Per frontolisi s'entén que és el procés invers, és a dir, la destrucció o bé dissipació o debilitació d'un front o sistema frontal.

Quan dues masses d'aire provinents de climes molt diferents es troben, es comporten com fluïts miscibles. En aquests casos existirà un salt brusc de temperatura o de densitat i això produeix una aglomeració de superfícies de densitats constants i les isotèrmiques.

Per arribar a parlar de la frontogènesi i la frontolisi, primerament es fa una exposició i explicació del medi en el qual tot transcorre, és a dir, l'atmosfera, i més específicament la troposfera.

Pel que fa a la història, al 1928 Bergeron va estudiar les condicions cinemàtiques necessàries per a la formació d'un front i va introduir el terme de frontogènesi per a designar processos que afavorien la intensificació o bé formació dels fronts. L'estructura de les zones frontals no es va poder investigar adequadament fins que no es van obtenir dades aerològiques. A partir d'aquestes dades, Bjerknes al 1932, i Bjerknes i Palmén al 1937, van identificar zones frontals en diversos nivells de la troposfera. L'estudi teòric abordat per Petterssen, al 1936, va permetre establir que la frontogènesi es veu afavorida en la proximitat de l'eix de dilatació d'un camp de deformació pura. Aquest mateix autor va definir una quantitat escalar que quantifica la intensitat del procés frontogenètic i que va denominar funció frontogenètica. Aquesta funció es

defineix com la derivada substancial del mòdul del gradient de temperatura potencial sobre una superfície isobàrica.

2. ATMOSFERA I SUBDIVISIÓ

L'atmosfera és l'embolcall gasós que envolta el nostre planeta i és on es desenvolupen totes les manifestacions meteorològiques. Alhora, és la responsable de controlar la quantitat de radiació que arriba al sòl, així com també la quantitat de calor que s'irradia, és a dir, la retornada a l'espai.

L'atmosfera està composta per una barreja de gasos perfectes, és a dir, sense acció química entre sí i també d'un gran nombre de partícules sòlides, com per exemple pols, fum, cendres, microorganismes, etc.

Gran quantitat de massa d'aquesta, la trobem comprimida a les capes baixes. La disminució de la densitat amb l'altura és molt ràpida i no lineal. La meitat de la massa atmosfèrica total està concentrada en els primers 5.000 metres, i per sota dels 10.000 metres trobem 2/3 parts del total. Trobem atmosfera fins aproximadament uns 10.000 km d'alçada. Cal saber doncs, que l'aire, a nivell del mar, exerceix una pressió d' 1 kg/cm^2 .

La màxima densitat de l'aire la trobem a nivell del mar, sent a 0°C $1,293 \text{ g/dm}^3$. Això es deu a la propietat que té l'aire de ser comprimit. La disminució de la pressió, és molt ràpida i no lineal a mesura que ens elevem.

2.1. COMPOSICIÓ QUÍMICA DE L'ATMOSFERA

En funció de la composició química, la podem subdividir en dues capes:

1. L'*homosfera*, composició química uniforme que arriba aproximadament fins els 80 km d'altitud. Alguns gasos, com l'hidrogen i l'heli, podríem pensar que es troben en capes molt altes atmosfèriques degut a la seva baixa densitat, però no succeeix així degut al règim turbulent que hi ha. Les variacions en altura que s'observen deuen atribuir-se als dos gasos no permanents més importants: el vapor d'aigua i l'ozó. Aquests gasos són els responsables en gran mesura de la distribució vertical de temperatures en l'atmosfera, ja que ambdós tenen la capacitat d'absorbir part de la radiació solar i terrestre. En la següent taula es poden observar els diferents gasos que componen l'homosfera i els percentatges corresponents:

COMPONENTS	FÓRMULA QUÍMICA	VOLUM % (AIRE SEC)
Nitrogen	N_2	78,08
Oxigen	O_2	20,95
Argó	Ar	0,93
Diòxid de Carboni	CO_2	350 ppmv
Neó	Ne	18,2 ppmv
Heli	He	5,24 ppmv
Metà	CH_4	2 ppmv
Kriptó	Kr	1,1 ppmv
Hidrogen	H_2	0,5 ppmv

Òxid Nitrós	N ₂ O	0,3 ppmv
Xenó	Xe	0,08 ppmv
Monòxid de Carboni	CO	0,05-0,2 ppmv
Ozó	O ₃	0,02-0,03 ppmv

Cal recordar que a part dels gasos mencionats també formen part de l'atmosfera els aerosols i el vapor d'aigua. Els aerosols, són partícules de pols, fums, cendres, sals i matèria orgànica procedents tant de l'activitat humana com de fonts naturals. La seva importància és que poden actuar com a nuclis de condensació, a partir dels quals es formarien els núvols i les boires, a la vegada que intervenen en la transparència de l'aire. En quant a l'ozó cal dir que aquest actua com a filtre de les radiacions solars. L'ozó és destacable entre els 15 i els 85 km, capa que rep el nom d'ozonosfera, tot i que la seva màxima concentració es troba entre els 25 i 30 km.

2. L'*heterosfera*, composició química que en funció de l'altura va variant i es troba per sobre dels 80 km d'altitud. Els gasos que s'hi troben són:

GAS	FÓRMULA QUÍMICA	ALTURA
Nitrogen molecular	N ₂	100-200 km
Oxigen atòmic	O	200-1000 km
Heli	He	1000-3500 km
Hidrogen atòmic	H	3500 km

Els gasos més pesats s'acumulen a les capes baixes i els més lleugers tendeixen a concentrar-se a nivells superiors. Aquest fet justifica que a les capes més externes atmosfèriques, els gasos no poden ser retinguts per l'acció gravitatòria i avui dia sabem que es fuga a l'espai exterior 1 kg/s d'hidrogen.

En funció de la variació de temperatura de les diferents capes, podem dividir l'atmosfera en:

1. *Troposfera*

La troposfera la localitzem des del sòl fins a uns 9 km d'altitud en els pols, 11 km en latituds mitges i uns 15 km a l'Equador. En aquest espai és on tenen lloc els fenòmens que coneixem com a temps meteorològic, és a dir, nuvolositat i precipitacions. Abunden els corrents verticals tèrmics a causa de les diferències d'escalfament i de la disminució de temperatura amb l'altura. Aquesta capa podem subdividir-la en dos:

- *Capa pertorbada baixa*: la temperatura decreix de forma irregular, sent els 2-3 primers km format per capes isotermes, on la temperatura és constant. A vegades es dona el cas que la temperatura augmenta amb l'alçada, anomenant-se aquests casos *inversió tèrmica*. Aquesta subcapa de contacte amb el sòl, o *capa límit planetària* o *capa fronterera*, s'esdevenen turbulències molt importants.

- *Alta troposfera*: el decreixement de temperatura amb l'alçada és molt més regular i el podem fixar en uns 6°C per cada 1.000 metres d'elevació. La temperatura en el seu límit superior, anomenat *tropopausa*, arriba al voltant dels -50°C.

2. *Tropopausa*

La tropopausa és la capa a partir de la qual la temperatura deixa de decreixer en altura i a on el vent és màxim. Aquesta capa, no és concèntrica amb la Terra, ja que té una estructura multifoliar, i entre les diverses fulles que la componen existeixen profundes falles per on circulen forts corrents de vent, anomenats *Jet Stream* o el que és el mateix *Corrents en Doll*. Aquesta capa queda subdividida en tres subcapes:

- *Tropopausa Polar*: va des dels pols fins a uns 45° de latitud, tenint una alçada de 9 km.
- *Tropopausa Tropical*: va dels 45° fins als 20° de latitud, tenint una alçada d'entre 11 i 12 km.
- *Tropopausa Equatorial*: va dels 20° fins a l'Equador, tenint una alçada d'uns 15 km.

Entre les diferents capes de la tropopausa es troben els corrents en doll ja mencionats, els quals circulen de W a E envoltant la Terra. Tenen una forma tubular, i al haver-hi tres subcapes, trobem dos corrents en doll:

- *Corrent en doll polar*
- *Corrent en doll subtropical*

Els corrents no es troben sempre en la mateixa latitud, sinó que pateixen lleugeres oscil·lacions. La seva posició és important per a la meteorologia per a poder determinar l'evolució de les borrasques.

3. *Estratosfera*

És la capa situada entre la troposfera i uns 50 km d'altura. La seva estructura tèrmica vertical és gairebé isoterma, augmentant la seva temperatura a mesura que ens elevem dins la capa d'ozó. La màxima concentració d'ozó la trobem a uns 22 km d'altura. Cal dir però, que la temperatura més alta no s'agafa fins als nivells superiors de l'estratopausa. Aquest augment de temperatura, dificulta els moviments verticals, donat que les capes inferiors són més fredes i per tant més denses ala vegada que no s'esdevenen les clàssiques manifestacions de temps. Una part de l'ozó estratosfèric penetra a la troposfera, entre els 30 i 60° de latitud (entre la tropopausa mitjana amb la tropical i la polar). Es calcula que aproximadament passen unes mil tones per any d'ozó, jugant un paper important en la química troposfèrica.

4. *Mesosfera*

És la capa compresa entre el límit superior de la estratosfera, anomenada estratopausa, i uns 90 km d'altura. En aquesta capa la temperatura té tendència a disminuir. El límit superior de la mesosfera s'anomena *mesopausa*, i és a on les temperatures tornen a créixer. La mesosfera queda dividida en:

- 50-60 km: la temperatura es manté fins a uns 60 km, degut a l'absorció dels raigs ultraviolats per l'ozó.
- 60-80 km: la temperatura torna a decreixer.

La pressió disminueix d'1 mb als 50 km d'altura fins als 0,01 mb als 80 km.

5. *Termosfera*

És la capa que es troba entre la mesopausa i una mica més dels 400 km d'altitud. Degut a l'absorció de les radiacions ultraviolades per part de l'Oxigen atòmic que hi ha en aquesta capa, les temperatures poden arribar als 1.200 °K als 350 km. Per sobre dels 100 km, l'atmosfera es veu afectada per raigs X i radiació ultraviolada. Les aurores boreals i australs, es produeixen per la penetració des dels 300 als 80 km de partícules ionitzades, sobretot en latituds de cercles polars. Podem dividir la termosfera en funció de la seva variació de temperatura:

- 80-120 km: torna a créixer fins a uns 90°C, després d'un curt interval isotèrmic.
- 120-400 km i més: la temperatura decreix.

6. *Exosfera*

Els límits són imprecisos, tot i que la seva base es troba entre uns 500 i 750 km d'altura. Està formada per àtoms d'oxigen, hidrogen i heli, tenint aquests últims àtoms neutres la possibilitat d'escapar a l'espai exterior degut a la menor probabilitat de xocs que els portin cap a baix. En aquesta capa l'aire perd densitat i l'atracció gravitacional és molt menor.

A continuació es pot observar el diagrama que relaciona la temperatura amb l'alçada:

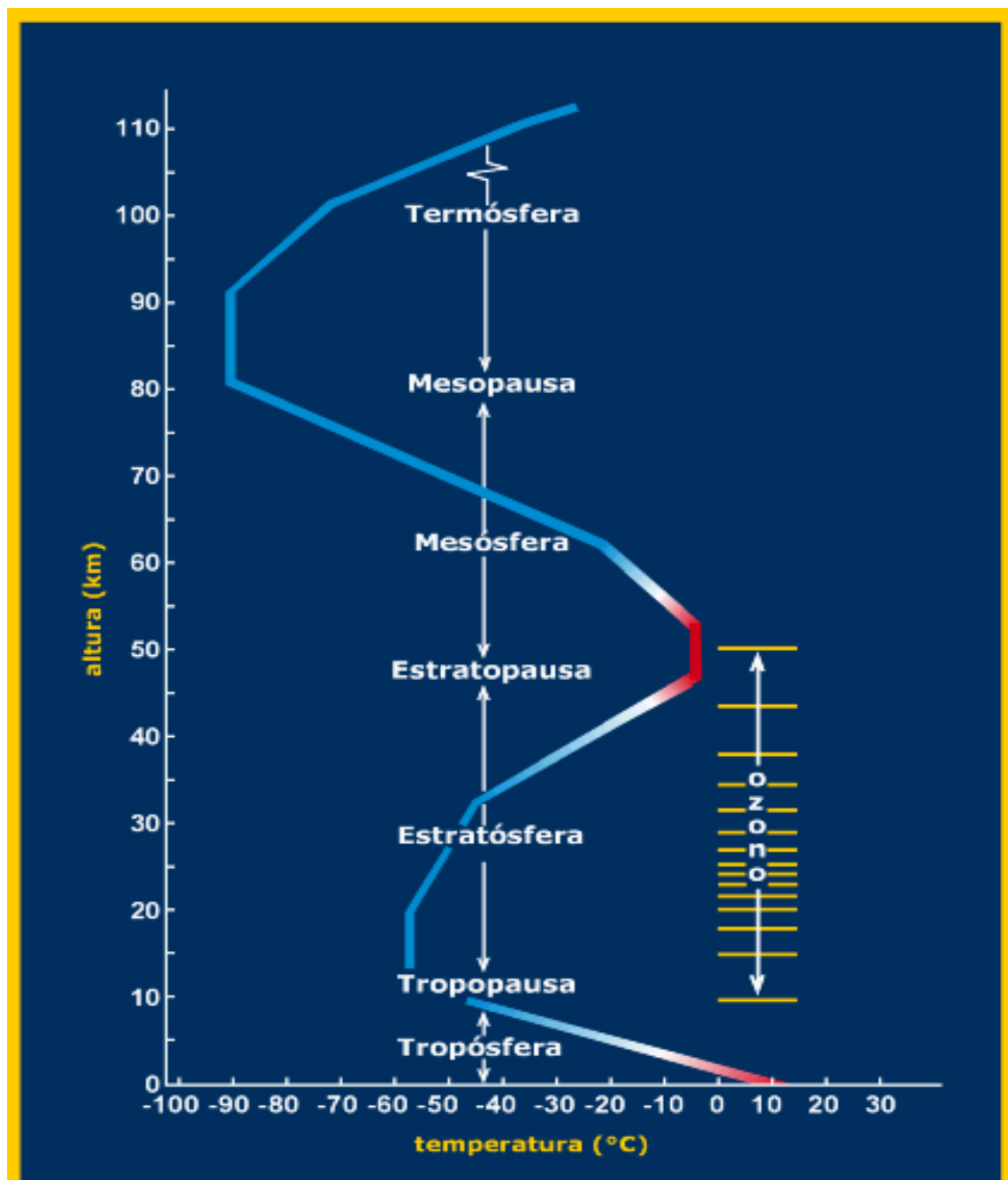


Fig. 1: Temperatura de l'aire en funció de l'alçada. Font: Internet.

2.2. CIRCULACIÓ GLOBAL ATMOSFÈRICA

Existeix a nivell global una circulació d'aire, la qual s'encarrega de repartir el calor cap a indrets més freds. En menys mesura, l'Oceà actua d'igual manera.

El fet és que el Sol escalfa les regions equatorials del planeta i aquest calor és transportat cap als pols per la circulació global de l'aire. Aquest traspàs de calor cap als pols ajuda a regular la temperatura de la Terra. El mar té una gran capacitat tèrmica, per tal cosa el mar també actua de regulador moderant la temperatura en les regions

costeres, mentre que les temperatures extremes es troben a l'interior, en el centre de grans masses de terra.

A mesura que augmenta la temperatura superficial a l'Equador, també s'escalfa l'aire que està just a sobre. L'aire calent ascendeix i es dilata, per la qual cosa disminueix la pressió a superfície. Aquest aire en ascens alcança la tropopausa i es desplaça cap als pols.

Aquesta circulació d'aire pot observar-se a diverses escales; des de la circulació global atmosfèrica fins la circulació que existeix sota un núvol convectiu.

L'aire calent que ascendeix a gran alçada es refreda mentre es desplaça cap als pols i, com a conseqüència directa, cau i s'afegeix a la columna d'aire ja existent. D'aquesta manera, la pressió de l'aire en superfície augmenta i es genera una àrea d'alta pressió. L'aire de superfície que està sota l'alta pressió es desplaça i es dirigeix cap a la baixa pressió.

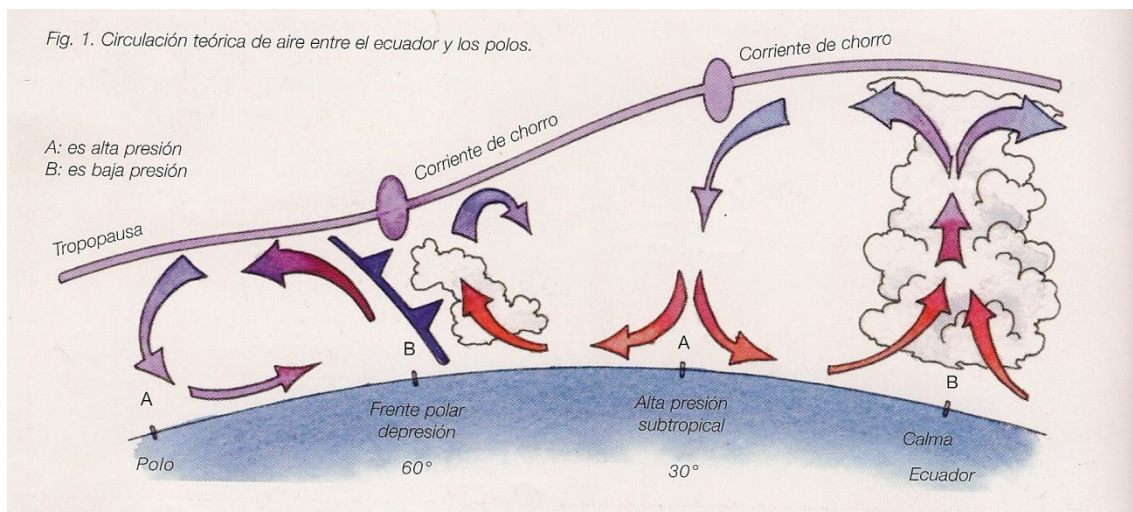


Fig. 2: Font: *Manual de Meteorología Marina*, Chris Tibbs.

A continuació es pot observar dos axiomes més del temps: l'aire en superfície es desplaça des de les altes pressions a les baixes, i l'aire de les baixes pressions ascendeix. En les altes pressions succeeix justament el contrari, és a dir, l'aire descendeix i s'allunya del centre en la superfície. Aquest fenomen genera els models de vent més importants del planeta, que mai no canviarien si no fos per la distribució poc equitativa dels continents i pels efectes de la rotació terrestre.

La rotació de la Terra fa que en l'hemisferi nord l'aire circuli en les depressions en sentit contrari a les agulles del rellotge. Les altes, giren en sentit horari. Cal dir, que a l'hemisferi sud passa exactament lo contrari; les baixes circulen en sentit horari mentre que les altes tenen la circulació antihorària.

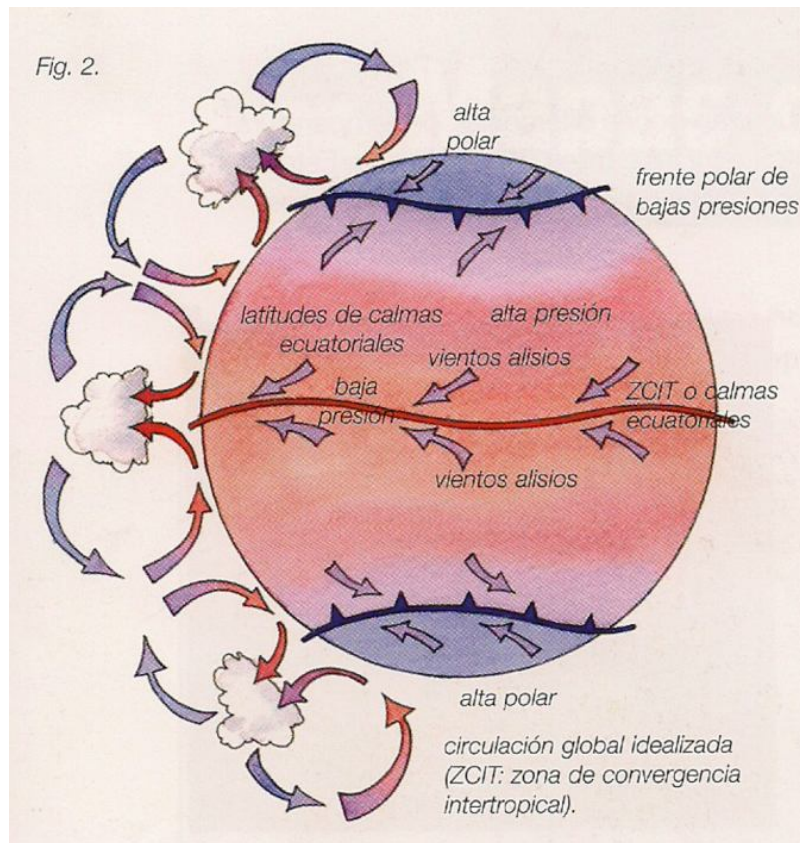


Fig. 3: Font: *Manual de Meteorología Marina*, Chris Tibbs.

3. MASSES D'AIRE I PARÀMETRES

La atmosfera és un tot constituït per porcions considerables a les que anomenarem masses d'aire. Aquestes són un volum d'aire d'extensió màxima de 1.000 km en qualsevol de les seves dimensions superficials, i amb valors de temperatura i humitat bastant aproximats en tota la seva extensió horitzontal, ja que en la vertical no es compleix.

Perquè una massa d'aire sigui considerada com a tal, haurà de complir tres característiques: haurà de ser de certa extensió i haurà de tenir valors de temperatura i humitat bastant semblants en tota la seva extensió.

Les masses d'aire es formen degut a un estancament o al moviment lent dels corrents d'aire, en una zona que s'anomenarà "regió d'origen". Quan comencen a desplaçar-se, les seves propietats també canvien. Normalment, les masses d'aire provenen de zones de divergència, és a dir, zones d'acció de centres anticiclònics, ja que en aquests existeix un distanciament de les línies isotermes que reflexen la seva temperatura.

En quant a les regions d'origen les podem classificar segons els paral·lels:

1. *Massa d'aire àrtic (A)*: entre el cercle polar Nord i el pol. Temperatures per sota dels -20°C .
2. *Massa d'aire antàrtic (A)*: entre el cercle polar Sud i el pol. Temperatures per sota dels -20°C .
3. *Massa d'aire polar (P)*: entre el cercle polar i els 35° de latitud. Temperatures entre -20 i 8°C .
4. *Massa d'aire tropical (T)*: entre els 35 i 15° de latitud. Temperatures entre 10 i 20°C .
5. *Massa d'aire equatorials (E)*: latitud inferior als 15° . Temperatures per sobre dels 25°C .

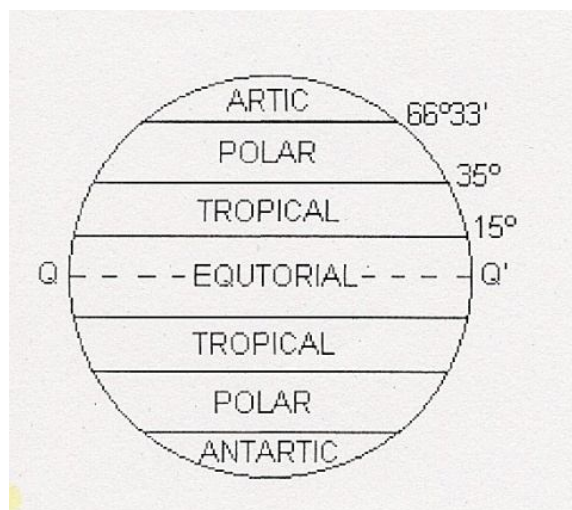


Fig. 4: Font: apunts meteorologia DNM de la FNB.

A més a més, s'haurà de diferenciar entre les masses d'aire d'origen marítim o continental, ja que les seves característiques d'humitat seran força diferents. Les masses

àrtiques, antàrtiques, polars i tropicals poden ser tant marítimes com continentals, però pel que fa a les masses d'aire d'origen equatorial, no farem cap distinció, ja que degut a la seva elevada temperatura, sempre contindrà una gran quantitat d'humitat.

Per últim, les classificarem en càlides i fredes. Això ens importarà per saber l'estabilitat de la massa. Per exemple, una massa d'aire es considera freda quan aquesta té menys temperatura que l'aire del seu voltant, per tant, crearà una certa inestabilitat per allà on passi.

3.1. MOVIMENTS DE LES MASSES D'AIRE

Les masses d'aire varien les seves característiques en funció del camí recorregut i en funció de l'estat de la massa aèria. Un altre punt important a tenir en compte és l'edat de les masses. L'edat serà el temps que ha passat en superfícies alienes a la d'origen. Els límits de les masses d'aire són els anomenats *fronts*. Els fronts podran ser càlids o freds. Cal recalcar, que una superfície frontal que separi dues masses d'aire, mai no serà perpendicular a la superfície terrestre degut a la diferència de velocitats de les masses.

3.2. CARACTERÍSTIQUES DE LES REGIONS D'ORIGEN

Per a comprendre el temps dins de les masses, haurem de conèixer les característiques generals de les seves regions d'origen:

1. *Regió d'origen Àrtic/Antàrtic*: hi ha un sistema permanent d'altres pressions al pol geogràfic dins el qual l'aire circula a poc a poc a prop del casquet polar, caracteritzat per la seva sequedat, molt fred i estable als seus estrats inferiors.
2. *Regió d'origen Polar continental*: prové principalment de l'àrea d'alta pressió que hi ha sobre Canadà i Sibèria. A l'hivern aquestes altes estan entre els 45 i 65° de latitud i estan sempre cobertes de neu o gel. a l'estiu també hi ha gel, per tal raó aquestes àrees segueixen relativament fredes.
3. *Regió d'origen Polar marítim*: constituïdes per l'Oceà obert que no es glaça ni en l'Atlàntic ni en el Pacífic, i les masses d'aire que s'originen, que són humides a les seves capes baixes. Cal tenir en compte però, que el contingut d'humitat va limitat per la baixa temperatura de l'aire.
4. *Regió d'origen Tropical continental*: es forma entre els paral·lels 10° i 30° i principalment prové d'àrees desèrtiques com el desert del Sàhara i Kalahari, en Àfrica i Àrabia. L'aire d'aquí és càlid, sec i inestable.
5. *Regió d'origen Tropical marítim*: constituïda per un cinturó permanent d'altres pressions subtropicals (Açores, Bermudes i Hawaii), l'aire de la qual és molt càlid i conté una gran quantitat d'humitat.

6. *Regió d'origen Equatorial*: es localitza a l'equador tèrmic (10°N-10°S). És un cinturó molt càlid i humit. La convergència dels alisis en ambdós hemisferis produeixen una elevació de l'aire molt humit i inestable als alts nivells de l'atmosfera. El temps es caracteritza per xàfecs intensos i descàrregues elèctriques durant tot l'any.

En definitiva, distingirem els tipus d'aire segons les masses:

1. *Aire Àrtic marítim*: molt fred i humit.
2. *Aire Àrtic continental*: molt fred i teòricament sec, tot i que al ser de tan baixa temperatura la quantitat d'humitat que pot captar és molt menor.
3. *Aire Polar marítim*: fresc i humit.
4. *Aire Polar continental*: fred i sec.
5. *Aire Tropical continental*: templat i humit.
6. *Aire Tropical marítim*: càlid i sec.
7. *Aire Equatorial marítim*: càlid i molt humit.

Hi ha dos fronts principals, el que separa l'Àrtic del Polar i el que separa el Polar del Tropical. Recordem que un front no és més que la línia divisòria entre dos masses d'aire de característiques diferents. Els fronts que hi trobem són:

1. *Front Polar*: és el responsable de les borrasques que s'originen en les latituds mitges i altes.
2. *Front Àrtic*: no genera depressions

La ITCZ, és la línia de convergència de les masses d'aire provinents tant de l'hemisferi Nord com del Sud.

A continuació, es pot observar un mapa de la zona geogràfica en la que vivim i els diferents tipus de masses d'aire que ens afecten:

4. DINÀMICA DEL TEMPS. FRONTS

En quant a l'evolució del temps a les masses d'aire, parlarem de dos tipus i característiques pròpies diferents: les masses fredes i les càlides.

Les masses d'aire fredes són inestables, ja que no poden acumular gran quantitat d'humitat i precipiten abans i també actuen condensant altres masses d'aire del seu voltant. Provoquen nuvolositat de desenvolupament vertical, degut a que en l'atmosfera inestable s'afavoreix molt el creixement de núvols fins a alts nivells atmosfèrics i comporten molt bona visibilitat, degut a la densitat de l'aire (més fred, més dens i menys quantitat d'humitat, ja que no en pot contenir tant com una massa càlida) i les precipitacions, que solen ser forts xàfecs amb ràfegues de vent i deixa l'atmosfera molt neta.

Les masses d'aire càlides són estables, ja que poden arribar a acumular gran quantitat d'humitat sense precipitar. Provoquen nuvolositat estratificada, ja que al ser estable li costa ascendir. La visibilitat disminueix degut a que tota la nuvolositat i humitat queda en nivells baixos. Les precipitacions solen ser plugim o pluja continuada amb vent persistent entaulat o bé disminuint.

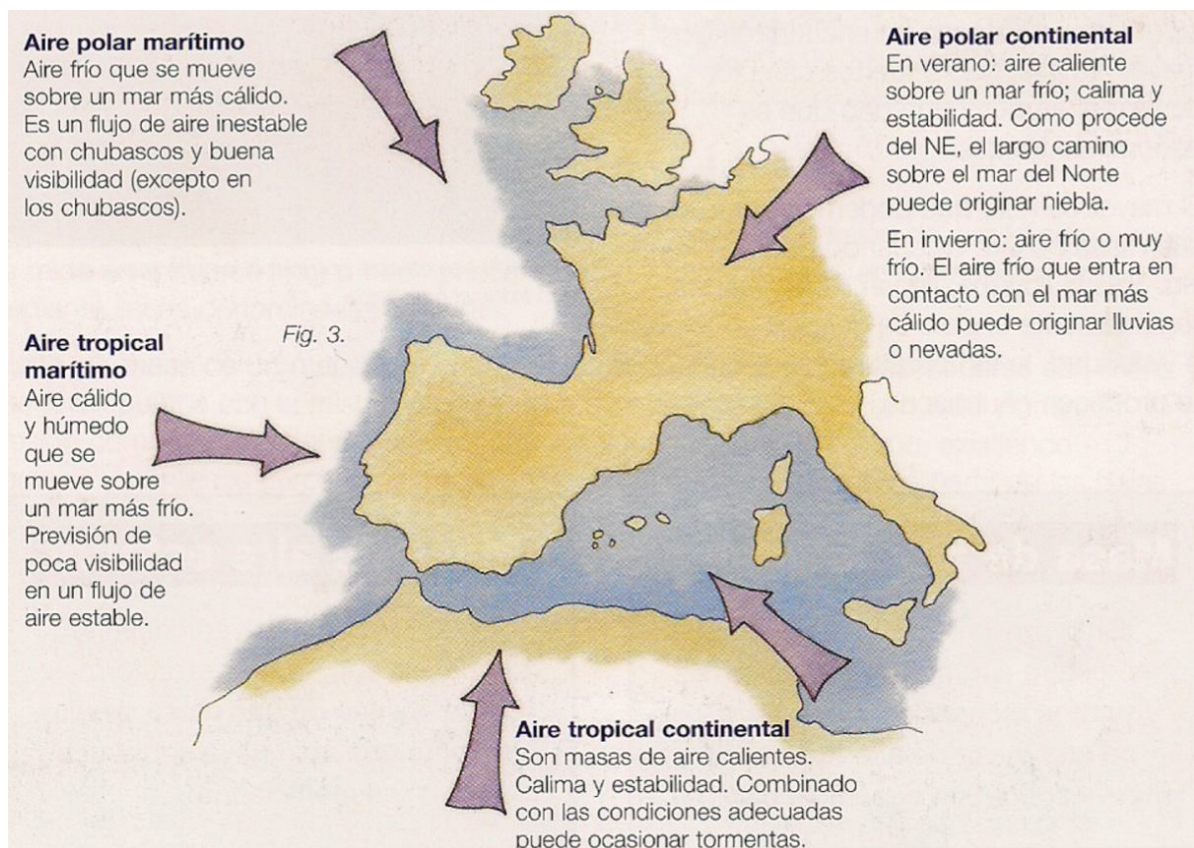


Fig. 5: Font: *Manual de Meteorología Marina*, Chris Tibbs.

4.1. ZONA FRONTAL I SUPERFÍCIE FRONTAL

Quan dues masses d'aire de característiques ben diferenciades es posen en contacte, les propietats de cadascuna d'elles canvien en la zona de contacte. Aquesta zona és l'anomenada *zona frontal*, i el seu espessor pot variar de centenars a milers de metres.

Dins la zona frontal hi ha una *superfície frontal* entre les masses, on es dona el salt del canvi de propietats. Aquesta superfície frontal està inclinada des del terra a la tropopausa degut al gir de la Terra i el moviment de les dues masses d'aire, ja que la càlida es mou més lentament que la freda. La intersecció d'una superfície frontal amb la terra s'anomena *front*.

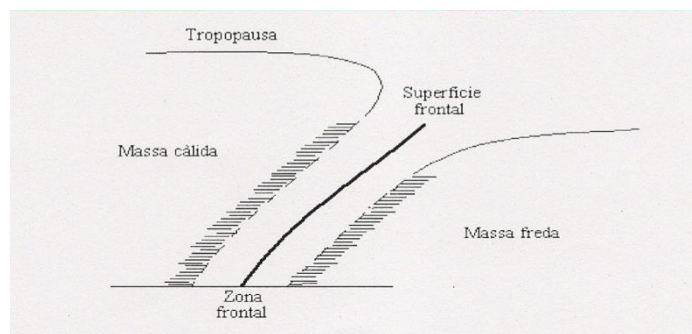


Fig. 6: Superfície frontal. Font: *Curso de Meteorología y Oceanografía*, Zabaleta Vidales.

4.2. TIPUS DE FRONTS: FRONTS FREDS I CÀLIDS

Els fronts, en funció de si són freds o bé càlids, comportaran una sèrie de propietats i manifestacions meteorològiques completament diferents.

Un *front fred* es forma quan una massa d'aire fred i per tant dens, xoca contra una massa d'aire càlida que es mou a una velocitat relativa menor. L'aire fred, al ser més dens i pesat, roman a prop de la superfície, obligant a la massa càlida a elevar-se al llarg de la superfície frontal (creada pel contacte d'ambdues masses), fins a una altura que el vapor d'aigua es condensi. Les característiques que presenta són les següents:

- L'ascens de la massa d'aire càlid és ràpid i energètic.
- El temps frontal està localitzat en les immediacions del front.
- La pendent de la superfície frontal serà d' 1/30 a 1/100.
- La massa d'aire càlida és generalment extensa, per lo que la condensació de la humitat que contingui donarà lloc a potents cumulonimbus. Aquesta nuvolositat s'estendrà al llarg d'una àrea de 350 km.

- L'evolució de la nuvolositat al pas del front serà de núvols alts a núvols de desenvolupament vertical. De cirrus i/o cirrostratus a cumulonimbus i/o estratocúmul i els cúmul i/o cumulonimbus fins a nimbostratus.
- Les precipitacions característiques d'aquest tipus de front són els xàfecs d'aigua, pedra i fins i tot neu, en funció de la temperatura. Es manifesta violentament i durant un curt termini de temps.
- A la línia torbonada es manifestarà aparell elèctric.
- Passada la línia de xàfecs quedaran en el cel altoestratus o altocúmul, però si la massa que la precedeix és estable, serà del tipus estratiforme.

La línia torbonada és la zona coincident amb la superfície frontal, on s'alineen els cumulonimbus. Mentre més contrast tèrmic existeixi entre dues masses d'aire, més energia acumularà el front fred.

Suposant que una massa d'aire fred tingui suficient empenya i la massa d'aire calenta es vegi sotmesa a un caldeament solar local, aquesta pot ascendir ràpidament pel davant del front, generant cumulonimbus, semblants als de la línia torbonada i formant l'anomenada "línia de temporals prefrontals". En aquesta situació la força del front fred es veu disminuïda, doncs l'energia derivada de la condensació ha de repartir-se entre ambdues línies frontals.

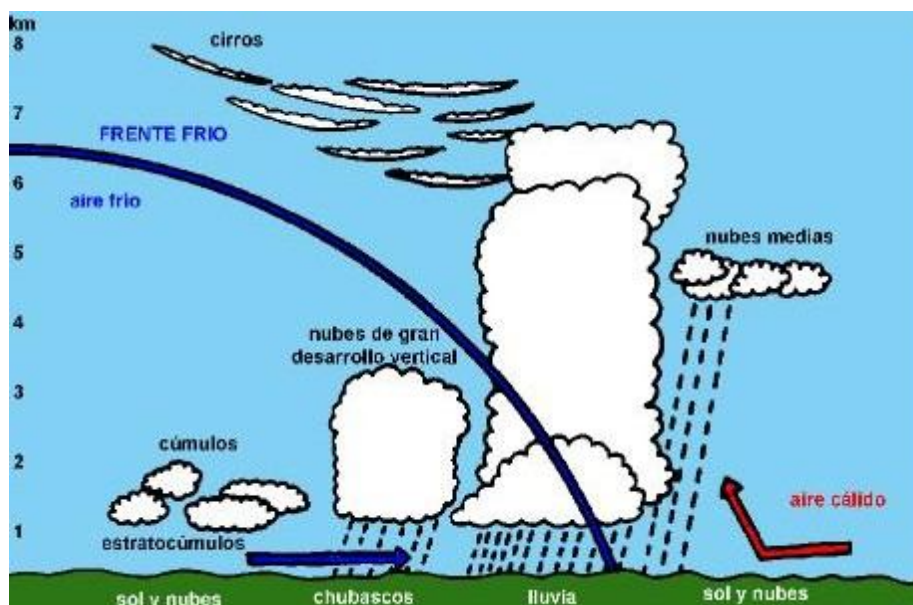


Fig. 7: Front fred. Font: Internet.

A continuació es pot observar un diagrama del que passa quan tenim un front fred:

Un *front càlid* es forma pel contrast existent entre una massa activa d'aire càlid i una altre de freda en repòs o relativament més lenta. Tot i que sigui la massa càlida la que empenyi a la freda, aquesta romandrà per sota de la càlida, de manera que la massa càlida es desplaçarà per sobre i cap endavant de la massa freda. La intersecció entre la superfície frontal i el terra s'anomena "front càlid", i la seva intensitat dependrà de:

- L'estabilitat de la massa d'aire calent
- El nivell de condensació
- La velocitat a la que estigui animada la massa d'aire calent

La superfície frontal sol ser irregular i sol arrossegar una petita part d'aire fred en la seva retirada, la qual produirà boires.

Les característiques dels fronts càlids són:

- Una inclinació de la superfície frontal respecte la terrestre d' $1/100$ a $1/200$.
- Nuvolositat en forma de vel més extens que la del front fred. És de caràcter estratiforme i avarca unes 700 milles.
- L'evolució de la nuvolositat des de l'inici del front serà de núvols alts, com cirrus, cirrostratus, cirrocúmul·s passant a núvols mitjos i finalment baixos com per exemple altoestratus, altocúmul·s, nimbostratus, estratocúmul·s i cúmul·s.
- Si la massa d'aire càlida és activa, pot induir a ascendir a part de la massa d'aire fred, formant-se cúmul·s i estratocúmul·s dins de la massa freda.
- Les precipitacions típiques són plugims o pluges contínues i abans o al pas del front lleugers xàfecs.

A continuació es pot observar un diagrama del que passa quan tenim un front càlid:

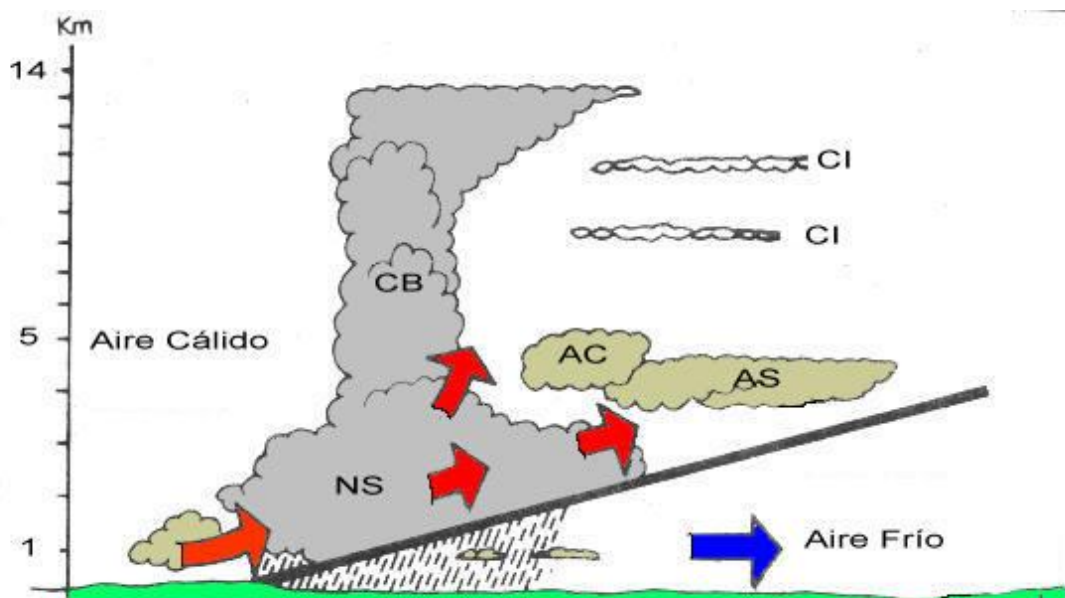


Fig. 8: Front càlid. Font: Internet.

4.3.FRONTS OCLUÏTS

En una oclusió el temps regnant és una combinació dels corresponents fronts freds i càlids, que es distribueixen de forma conjunta en una determinada àrea.

En aquests tipus de fronts s'acaben barrejant la línia de torbonada típica del front fred amb la nuvolositat baixa i escassa del front càlid. Tot i així podem distingir entre dos tipus d'oclusions:

1. *Front càlid ocluit*: l'extensió de la nuvolositat és major que en el front fred ocluit. Aquesta és del tipus estratouniforme, ja que el front càlid s'extén per sota del front fred en altura. La massa d'aire fred associada al front fred és més càlida que la massa càlida associada al front càlid. Aquesta massa d'aire càlid ascendirà suaument sobre el front càlid, donant lloc a nuvolositat estratificada.
2. *Front fred ocluit*: l'extensió de la nuvolositat és menor que en la del front càlid ocluit, i a més és de desenvolupament vertical. La massa d'aire fred associada al front càlid, al ser més càlida que la del front fred, es veu obligada a ascendir per sobre de la superfície frontal freda. A causa de la inclinació de la superfície frontal freda, aquesta massa d'aire fred ascendeix gairebé verticalment, produint una nuvolositat del tipus cumuliforme.

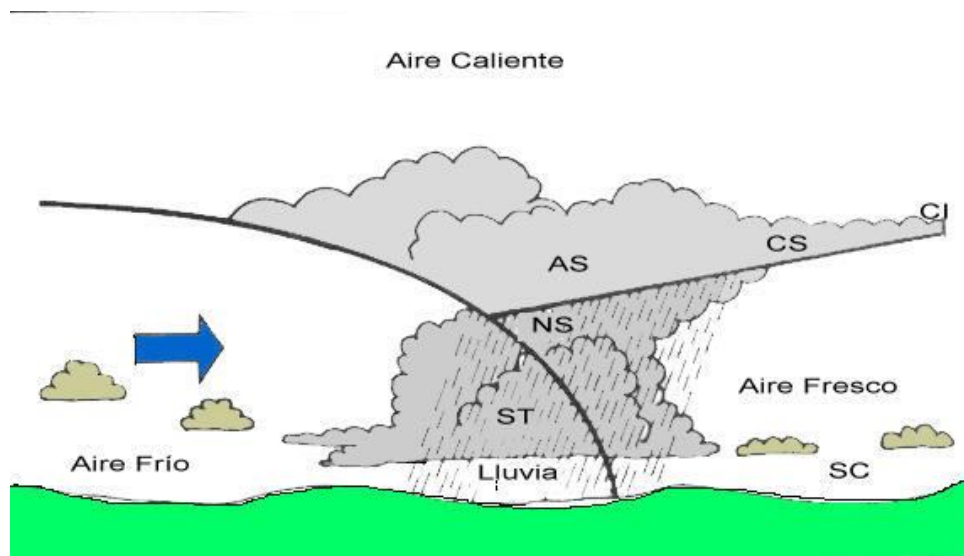


Fig. 9: Front càlid ocluit. Font: Internet.

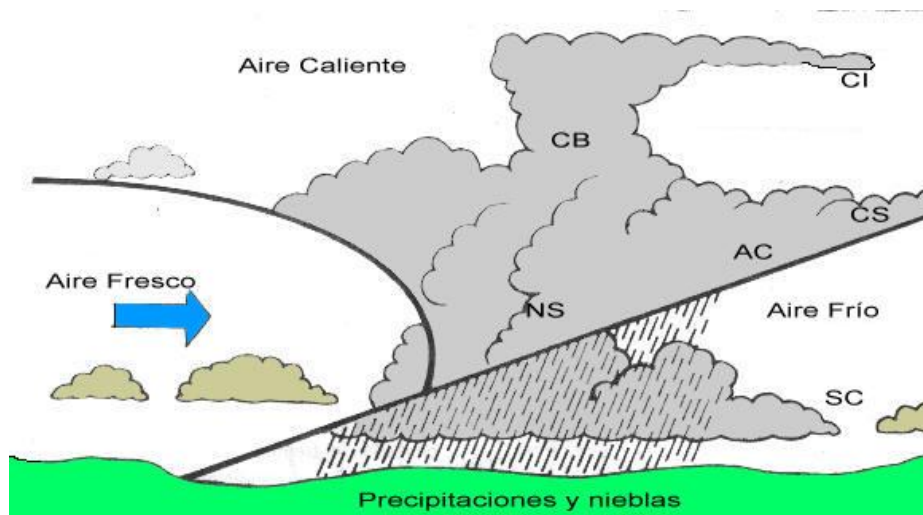


Fig. 10: Front fred ocliuït. Font: Internet.

4.4. FRONT ESTACIONARI

En un front, la inclinació presa per la superfície frontal és funció de la direcció d'ascens del vent, de la intensitat d'aquest i de la direcció d'avanç del front.

Aquests moviments d'aire, en la proximitat de la superfície frontal, ens determinaran si el front és estacionari o actiu. Quan la velocitat d'avanç dels fronts sigui inferior a 5 nusos, els considerarem estacionaris o gairebé estacionaris.

L'aire calent que puja sobre la superfície frontal estacionària es refreda adiabàticament, condensa el vapor d'aigua formant núvols estratiformes (aire estable), amb plugims o núvols cumuliformes (aire inestable amb xàfecs i aparell elèctric).

L'aire fred que puja sobre la superfície frontal estacionària genera menys nuvolositat degut al seu menor contingut d'humitat.

Les precipitacions poden evaporar-se, però en arribar a la capa d'aire fred inferior, aquest augment d'humitat pot produir boires a les proximitats del terra.

5. SUPERFÍCIES DE REL·LISCAMENT I DE SUBSIDÈNCIA

Les superfícies de discontinuïtat són aquelles que separen dues masses d'aire tals que algun dels seus elements meteorològics o de les seves derivades pateix una variació finita al travessar-la. S'anomena *ordre* de la discontinuïtat al de la primera derivada discontinua en ella. Així doncs, un front dels quals s'ha parlat anteriorment, és d'ordre zero respecte a la temperatura, ja que el salt es refereix a aquesta; tot i així, a la tropopausa, trobem una superfície de discontinuïtat de primer ordre, donat que a través d'ella no és la temperatura la que pateix un salt brusc, sinó el seu gradient, és a dir, la derivada d'aquesta respecte de l'altura.

El fronts, amb el seu moviment ascendent d'aire càlid sobre el fred, implica, sempre, convergència en les capes baixes de la zona frontal. Recíprocament, cal considerar la possibilitat inversa, és a dir, superfícies al llarg de les quals l'aire descendeix, el que implica divergència en les capes baixes i convergència en les capes altes. Tals superfícies es denominen de *relliscament cap a baix*, o bé, *superfície de subsidència*, reservant-se el nombre de superfícies de *relliscament cap amunt* per als fronts.

Parlant dels fronts freds, cal considerar en ells la possibilitat en certs casos, no direm que d'un relliscament cap a baix de l'aire càlid sobre la falca freda, però sí el que l'ascensió d'aquest quedi esmorteïda per una tendència a la subsidència en els nivells alts. En tal cas, conegut com a *front fred passiu*, té lloc quan la component del vent perpendicular al front en la massa freda creix amb l'altura, ja que llavors el front no obliga a ascendir a la massa càlida que es troba davant d'ell. Quan passa això, aleshores el front resulta ser de molt poca activitat, però si l'aire càlid és inestable, sol aparèixer davant d'ell una línia de cumulonimbus, amb violents xàfecs i tempestes: *la línia de torbonada*, que precedeix al front fred, és més activa que el propi front.

En el cas de que la component del vent perpendicular al front en la massa freda decreixi amb l'altura, el front s'anomenarà *front fred actiu*, que podríem dir que és el clàssic. Aquest front no va precedit de la línia de torbonada prefrontal. El temps, en ell, és tant més violent com major sigui la inestabilitat (efectiva o bé condicional) de la massa càlida que és obligada a ascendir.

En els mapes meteorològics pot distingir-se un front fred actiu d'un altre passiu observant la topografia dels 700 mb: si el flux, representat per les isohipses, és perpendicular al front, aquest és passiu, ja que el vent augmentarà amb l'altura. Si, pel contrari, les isohipses són més o menys paral·leles al front, aquest serà actiu, ja que la component del vent perpendicular a ell disminueix amb l'altura.

Les superfícies de relliscament cap a baix o de subsidència són discontinuïtats en altura, i ja hem dit que impliquen divergència cap al sòl. Per aquesta raó només apareixen sobre els anticiclons i poden distingir-se en els sondeigs termodinàmics per a una inversió, casi sempre per sobre dels 400 metres d'altura, denominada inversió de subsidència, la base de la qual coincideix amb la superfície de subsidència.

El relliscament cap a baix de la massa d'aire superior pot ser activa al llarg de la discontinuïtat, o passiva al retrocedir per sota d'ella l'aire fred situat a sota. En tot cas, la subsidència tendeix a crear estabilitat, i conseqüentment bon temps. La seva aparició

ve afavorida, en conseqüència, per les causes contràries a les que produeixen inestabilitat, és a dir, advecció d'aire càlid en altura o bé d'aire fred en superfície.

La superfície de subsidència acostuma a adoptar una forma acampanada o bé de cúpula, però la seva regió més elevada no està a la vertical del centre de l'anticicló corresponent, sinó a la regió de la de major tendència (màxim isobàric). La seva pendent és molt suau.

Resumint les idees exposades, donem a continuació les característiques de les superfícies de reliscament:

1. Superfícies de reliscament cap a dalt (fronts):
 - a. Front càlid (generalment actiu)
Pendent mitja: 1/100 a 1/200
 - b. Front fred
Actiu (vent decreixent amb l'altura)
Passiu (vent creixent amb l'altura)
Pendent mitja: 1/30 a 1/100
2. Superfícies de reliscament cap a baix (subsidència):
 - a. Activa (aire superior flueix activament cap a baix)
 - b. Passiva (aire superior flueix cap a baix per retrocés de l'aire inferior)
Pendent mitja: 1/400 a 1/500

En qualsevol discontinuïtat, la pendent o inclinació d'aquesta pot calcular-se matemàticament amb la fórmula de Margules:

$$\tan \alpha = \frac{f}{g} \frac{T_1 V_2 - T_2 V_1}{T_1 - T_2}$$

On α és l'angle buscat; f , el paràmetre de Coriolis, $2\omega \sin \varphi$, i T i V , les temperatures i velocitats de les masses càlida i freda en contacte, referint-se al subíndex 1 a la càlida i 2 a la freda.

Aquesta inclinació de la superfície de discontinuïtat és la conseqüència d'un equilibri dinàmic, per les mateixes raons que la superfície lliure d'un líquid en un vas en rotació no és plana, sinó parabòlic.

De la fórmula de Margules es dedueix que la superfície de discontinuïtat és tant més inclinada quan menor és el contrast de temperatures entre ambdues masses en contacte (per disminuir el denominador de la fórmula) o en quant major sigui la diferència entre les seves velocitats.

6. L'EFFECTE FRONTOGENÈTIC

Com ja s'ha dit, un front s'origina quan es posen en contacte dues masses d'aire que procedeixen d'indrets amb climes molt diferents i que han evolucionat patint processos termodinàmics diferents, per tal cosa, les masses d'aire es comporten com fluïds miscibles, per tenir propietats físiques molt diferents. La mescla d'aire es produeix únicament en una capa o làmina, que pot assimilar-se a una superfície de discontinuïtat, anomenada superfície frontal. Al seu través hi ha un salt brusc de densitat o de temperatura, aglomerant-se les superfícies de densitat constant i les isotèrmiques, les quals presenten un fort gradient. A més a més, acostuma a ser diferent la quantitat de moviment de l'aire a un costat i a un altre de la superfície frontal.

Anomenem *efecte frontogenètic* a la velocitat amb la qual augmenta el valor absolut del gradient d'una propietat escalar "a", temperatura o densitat de l'aire principalment. S'anomena *funció frontogenètica* F a la que defineix o expressa l'efecte frontogenètic, és a dir:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla a|$$

Per a obtenir una interpretació adequada d'aquesta expressió, la transformarem de la següent manera:

$$\nabla a \nabla a = |\nabla a|^2$$

Derivant respecte al temps, i per separat, els dos membres, s'obté:

$$\frac{d}{dt} (\nabla a \nabla a) = 2 \nabla a \frac{d}{dt} \nabla a$$

$$\frac{d}{dt} |\nabla a|^2 = 2 |\nabla a| \frac{d}{dt} |\nabla a|$$

Per tant:

$$2 |\nabla a| \frac{d |\nabla a|}{dt} = 2 \nabla a \frac{d \nabla a}{dt} \Rightarrow \frac{d}{dt} |\nabla a| = \frac{\nabla a}{|\nabla a|} \frac{d}{dt} \nabla a$$

Amb lo qual:

$$F = \frac{\nabla a}{|\nabla a|} \frac{d}{dt} \nabla a$$

Desenvolupant la derivada total:

$$\frac{d}{dt}\nabla a = \frac{\partial \nabla a}{\partial t} + V\nabla(\nabla a) = \nabla \frac{\partial a}{\partial t} + V\nabla(\nabla a)$$

Alhora és

$$\frac{\partial a}{\partial t} = \frac{da}{dt} - V\nabla a$$

Per tant:

$$\frac{d}{dt}\nabla a = \nabla \frac{da}{dt} - \nabla(V\nabla a) + V\nabla(\nabla a)$$

Però

$$\nabla(V\nabla a) = \nabla V\nabla a + V\nabla(\nabla a)$$

$$\frac{d}{dt}\nabla a = \nabla \frac{da}{dt} - \nabla V\nabla a - V\nabla(\nabla a) + V\nabla(\nabla a)$$

És a dir,

$$\frac{d}{dt}\nabla a = \nabla \frac{da}{dt} - \nabla V\nabla a$$

Que substituïm a l'expressió

$$2|\nabla a| \frac{d|\nabla a|}{dt} = 2\nabla a \frac{d\nabla a}{dt} \Rightarrow \frac{d}{dt}|\nabla a| = \frac{\nabla a}{|\nabla a|} \frac{d}{dt}\nabla a$$

Ens queda

$$\frac{d}{dt}|\nabla a| = \frac{\nabla a}{|\nabla a|} \left(\nabla \frac{da}{dt} - \nabla V\nabla a \right)$$

En cada superfície $a=cnt$, encara que s'estigui traslladant, continua sent en ella invariable l'escalar a . Per tant, en totes i cada una d'elles serà:

$$\frac{da}{dt} = 0$$

Per lo qual l'efecte frontogenètic val:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla a| = - \frac{\nabla a}{|\nabla a|} (\nabla V \nabla a)$$

$\frac{\nabla a}{|\nabla a|}$ és un vector unitari en la direcció i sentit del vector ∇a i podem representar-lo per u_a . A més a més, al ser V un vector (vector velocitat), és $\nabla V = \text{div } V$, per lo que l'expressió $F = \frac{d}{dt} |\nabla a| = - \frac{\nabla a}{|\nabla a|} (\nabla V \nabla a)$ també podem escriure-la de la següent manera:

$$F = -u_a \nabla a \nabla V = -u_a \nabla a \cdot \text{div } V$$

Si es $F > 0$ es diu que hi ha *frontogènesis*; si és $F < 0$ es diu que hi ha *frontolisis*.

Demostrada la funció frontogenètica, passem a explicar la frontogènesis i la frontolisis d'una manera més descriptiva.

Entenem per frontogènesis al conjunt de moviments atmosfèrics que condueixen a constituir un front o bé a regenerar-lo.

Oposat a aquest procés és la frontolisis, la qual consisteix en la desaparició o bé dissipament d'un front.

Ambdós processos exigeixen determinades característiques en el camp hidrodinàmic de l'atmosfera i en el de les temperatures, que podem imaginar com superposat a aquest; és a dir, dins dels límits raonables, cada partícula d'aire al moure's transporta amb sí mateixa una temperatura inicial.

En aquestes condicions, la frontogènesis vindrà donada per un moviment atmosfèric tal que les isotermes s'aproximen les unes a les altres, produint-se d'aquesta manera el contrast tèrmic necessari per a la generació d'un front. Inversament la frontolisis, implica separació d'isotermes i, per tant, disminució del contrast de temperatures.

Tot moviment atmosfèric complex pot descomposar-se en quatre d'elementals, que són la *translació*, la *rotació* (ciclònica o bé anticiclònica), la *divergència* (negativa o positiva) i la *deformació*. En un mapa meteorològic aquestes components vindrien representades, respectivament, per isòbares rectes i paral·leles la primera, per isòbares d'una borrasca o anticicló, la segona, i per les isòbares al voltant d'un *punt neutre* (collado isobàric), la quarta. A la tercera, divergència o convergència, no correspon cap sistema d'isòbares, per la qual cosa es considera sempre superposada als altres moviments elementals.

Per una altra banda, és evident que ni la translació ni la rotació poden produir frontogènesis o frontolisis, per lo que l'únic moviment frontogenètic que es presenta en la realitat és la deformació.

Considerem el "collado" isobàric de la següent figura. L'aire es mou segons les isòbares, que tenen forma, més o menys, hiperbòlica, de manera que resulten dos corrents d'aire que es dirigeixen l'un contra l'altre al llarg de l'eix CC, que s'anomena

eix de contracció o bé d'*entrada*. Ambdues corrents es bifurquen al llarg de la línia *DD*, anomenada *eix de dilatació* o de *sortida*.

Considerem ara el camp tèrmic superposat al hidrodinàmic i representat per les isoterms de valors creixents $T_1, T_2, T_3...$ etc. Com que cada partícula arrastra amb el seu moviment la seva pròpia temperatura, les isoterms seran també arrastrades.

Així doncs, el punt P_1 de la isoterma T_7 de la figura, s'aproparà al centre del camp de deformació, mentre que el P_2 de la mateixa isoterma s'allunyarà d'aquest. El resultat és que la isoterma T_7 tendeix a posar-se paral·lela a l'eix de dilatació *DD*, apropant-se a aquest. Un altre aspecte important a dir sobre les isoterms, és que el panorama final serà el d'un apropament entre elles, augmentant així el contrast de temperatura al llarg d'una zona molt estreta, que aproximadament coincidirà amb l'eix de dilatació, contrast que es tradueix en una *discontinuitat*, és a dir, un front.

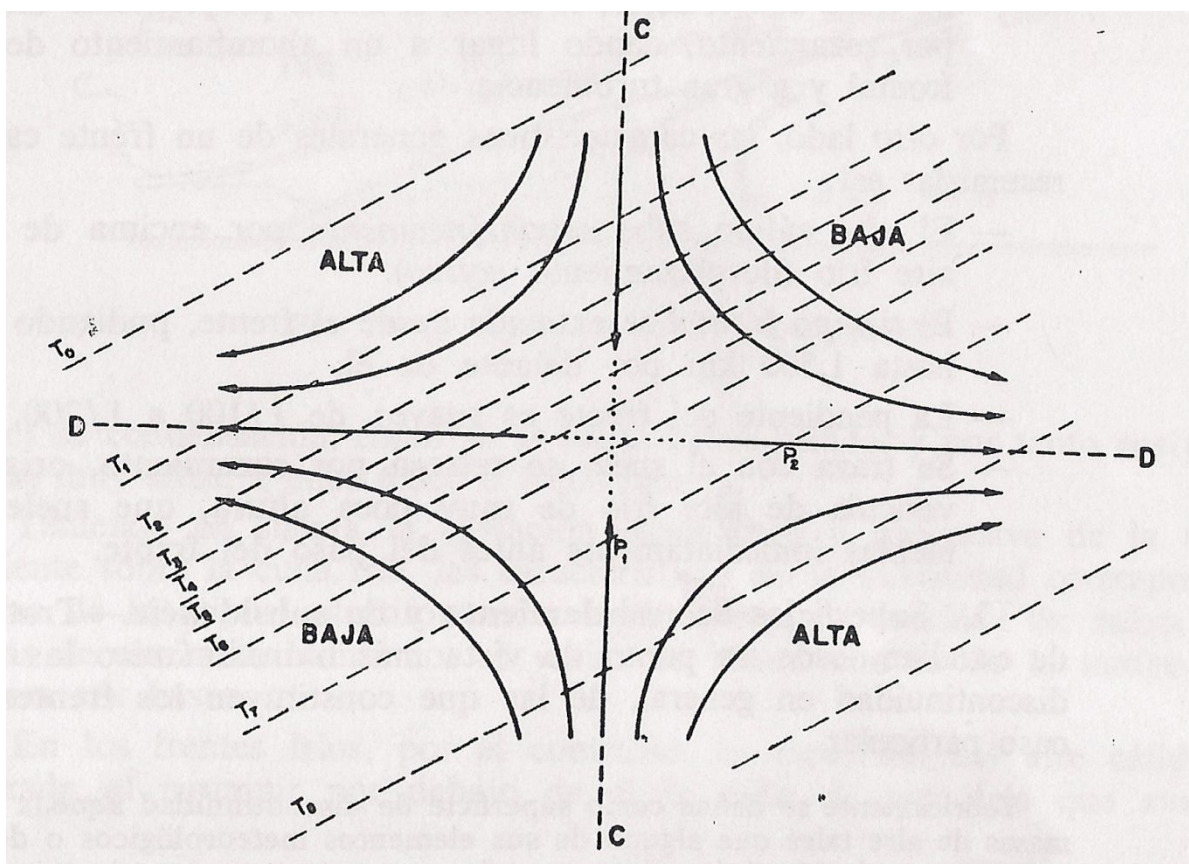


Fig. 11: Frontogènesi en un camp de deformació. Font: *Curso de meteorología i oceanografía*, Zabaleta Vidales.

En la següent figura, es mostra un cas de frontogènesis, tal com podria aparèixer en els mapes meteorològics. Les fletxes blanques indiquen la direcció de les corrents aèries, coincidint sensiblement amb les isòbares i produint convergència en la part central del camp de deformació, convergència que, unida al contrast tèrmic degut a l'aproximació de les isotermes origina un front que, pràcticament, coincideix amb l'eix de dilatació del camp.

Si les isotermes són ja inicialment paral·lel a aquest, la frontogènesis és molt intensa (*frontogènesis perfecte*), però si són perpendiculars a ell, és a dir, més o menys paral·leles a l'eix de contracció, tendiran evidentment a separar-se, produint així una homogeneïtzació del camp de temperatures, és a dir, una frontolisis.

En els casos entremitjos, en que les isotermes formen amb l'eix de dilatació angles diferents de 0° o bé 90° , les condicions del camp de deformació conduiran a la frontogènesis o bé a la frontolisis, respectivament, quan aquest angle sigui menor o bé major de 45° .

Quan els eixos de dilatació i contracció no es tallen perpendicularment, com succeeix a la figura següent, el camp de deformació no és pur, sinó que porta superposada una component de rotació: ciclònica si és agut l'angle que mira a les baixes pressions, i anticiclònica si aquest angle és obtús. El primer cas afavoreix a la frontogènesis i el segon a la frontolisis.

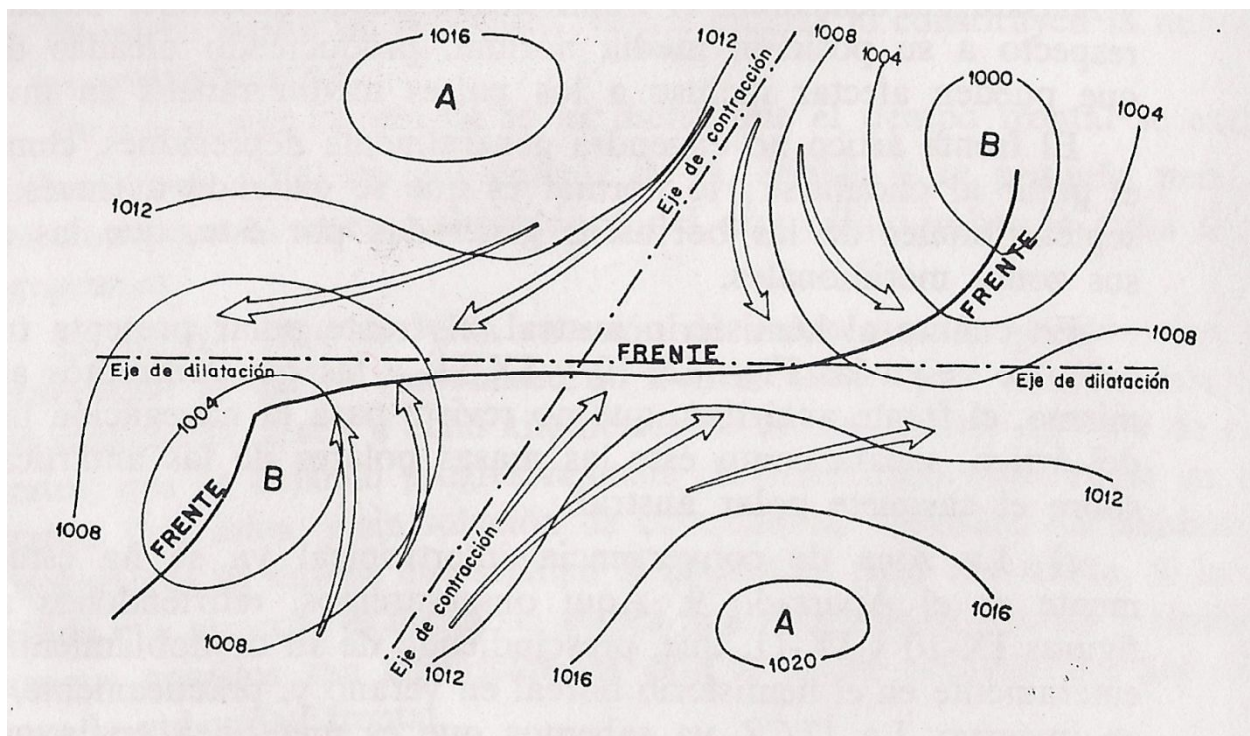


Fig. 12: Cas pràctic de frontogènesis. Font: *Curso de meteorología i oceanografía*, ZabaletaVidales.

6.1. FRONTOGÈNESIS EN UN CAMP DE VELOCITAT PLA

Si considerem el pla d'un mapa meteorològic, la velocitat V passa a ser el vent, i l'expressió $F = \frac{d}{dt} |\nabla a| = -\frac{\nabla a}{|\nabla a|} (\nabla V \nabla a)$ ens donarà la funció frontogenètica F en el pla del mapa, escrivint-la de la següent manera:

$$F = -\frac{\nabla_h a}{|\nabla_h a|} (\nabla_h a \nabla_h V)$$

Si el que representa el mapa és una superfície isobàrica, haurem de canviar ∇_h per ∇_p .

Tenint en compte l'expressió $\nabla a \nabla a = |\nabla a|^2$ serà $\nabla a \nabla a = |\nabla_h a|^2$, que aplicat a l'expressió $F = -\frac{\nabla_h a}{|\nabla_h a|} (\nabla_h a \nabla_h V)$ ens donarà:

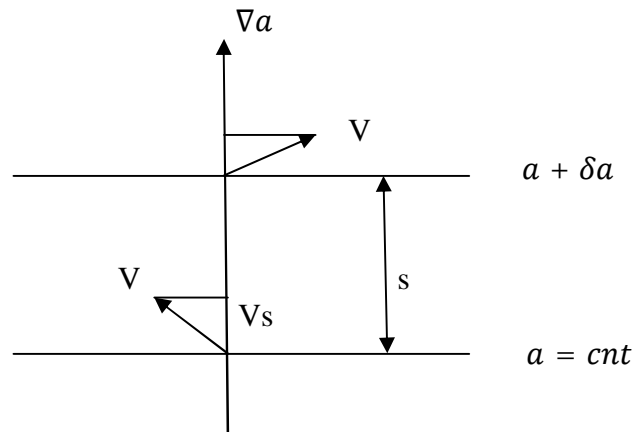
$$F = -|\nabla_h a| \nabla_h a \nabla_h V = -|\nabla_h a| \text{div}_h V$$

On es pot observar que l'efecte frontogenètic depèn fonamentalment del valor de la divergència horitzontal del vent (o isobàrica en el seu cas), sent positiu si es $\text{div}_h V < 0$, és a dir, si hi ha convergència de vent.

A la mateixa expressió $F = -|\nabla_h a| \nabla_h a \nabla_h V = -|\nabla_h a| \text{div}_h V$ s'arriba també, més fàcilment mitjançant un raonament físic:

Siguin dues línies de l'escalar a , de valors a i $a + \delta a$, separats per una distància s . El ∇a serà un vector perpendicular a ambdues i dirigit cap als valors creixents, el mòdul del qual valdrà:

$$|\nabla_h a| = \frac{\delta a}{s}$$



Esquema 1: ∇a vector perpendicular i dirigit cap als valors creixents. Font: el·laboració pròpia.

La funció frontogenètica serà:

$$\begin{aligned} F &= \frac{d}{dt} |\nabla_h a| = |\nabla_h a| \frac{d}{dt} \ln |\nabla_h a| = |\nabla_h a| \frac{d}{dt} \ln \frac{\delta a}{s} = |\nabla_h a| \frac{s}{\delta a} \frac{d}{dt} \frac{\delta a}{s} \\ &= |\nabla_h a| \frac{s}{\delta a} \left(-\delta a \cdot \frac{ds}{dt} \cdot \frac{1}{s^2} \right) = -|\nabla_h a| \frac{1}{s} \frac{ds}{dt} \end{aligned}$$

Si considerem una longitud unitat sobre la isolínia $a=cnt$, resulta que s és l'àrea escombrada per aquesta longitud unitat al traslladar-se una distància s paral·lelament a sí mateixa, de mode que $\frac{1}{s} \frac{ds}{dt}$ és la dilatació relativa d'aquesta mateixa àrea per unitat de temps, és a dir, mesura la divergència de la velocitat del vent al llarg de la direcció s en el pla del mapa. Per tant, pot escriure's:

$$F = -|\nabla_h a| \text{div}_h V$$

Que és la mateixa expressió que $F = -|\nabla_h a| \nabla_h a \nabla_h V = -|\nabla_h a| \text{div}_h V$

Però la $\text{div}_h V$ al llarg de la direcció s és el que varia el vent al llarg d'aquesta direcció, per tant, podem posar:

$$F = -|\nabla_h a| \frac{dV_s}{ds}$$

L'efecte frontogenètic serà positiu (frontogènesis) si és $F > 0$, és a dir, si $\frac{dV_s}{ds}$ augmenta en sentit contrari que els valors de a , és a dir, si V_s augmenta cap els valors decreixents de a , llavors la isolínia $a=cnt$ serà advectionada pel vent més ràpid que la isolínia $a + \delta a = cnt$, amb lo qual les isolínies citades s'aglomeraran, augmentant el valor de $|\nabla_h a|$.

Pel contrari, si V_s augmenta en el mateix sentit que $\nabla_h a$, la isolínia $a + \delta a = cnt$ avançarà més ràpid que la $a=cnt$, i se separaran, originant la frontolisis.

6.2. DIVERGÈNCIA

El concepte físicomatemàtic de la divergència d'un fluït s'aplica a la velocitat d'aquest. Per exemple, dins d'un recinte gasós qualsevol situat dins d'una corrent aèria, si la velocitat de l'aire que entra en ell és superior que la de l'aire que surt, existirà una evident acumulació de massa dins del recinte esmenat. Si pel contrari, l'aire que entra posseeix una inferior velocitat que el que surt, aleshores existirà una dissipació de massa. Ambdós casos són dos exemples contraris del concepte hidrodinàmic de la divergència. En el primer dels casos es diu que hi ha divergència negativa, i en el segon, positiva. Dir que hi ha divergència negativa és el mateix que dir que hi ha convergència.

En el següent esquema podem observar tres casos pràctics de divergència:

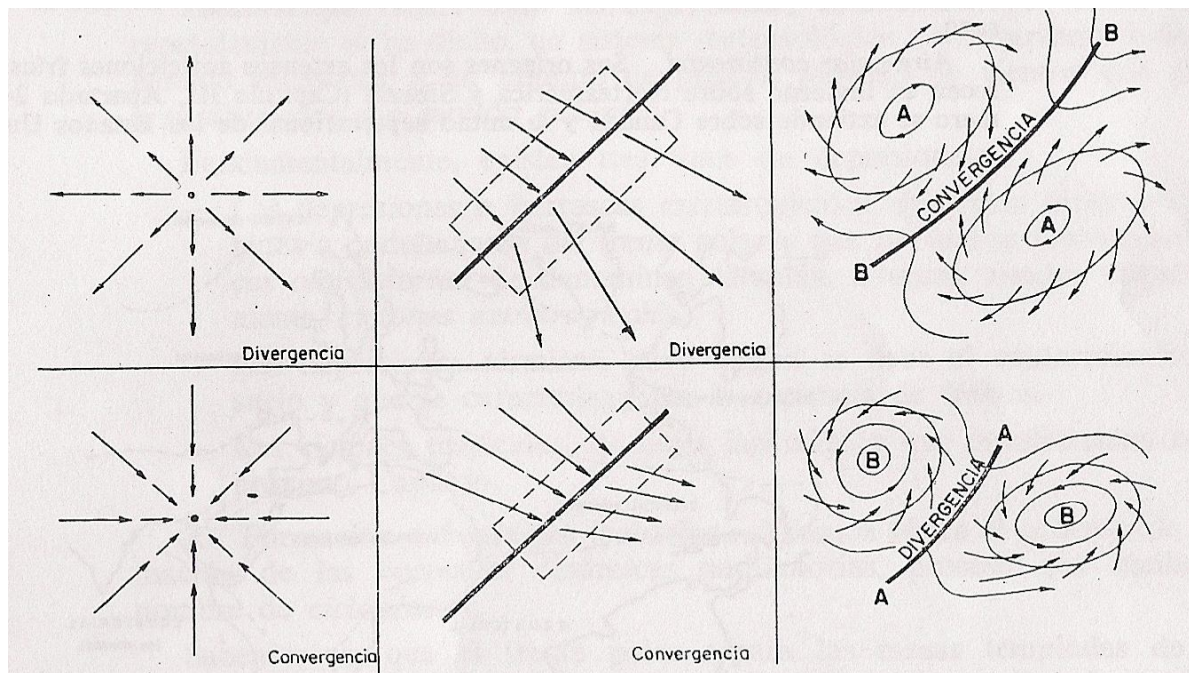


Fig. 13: Convergència i divergència. Font: *Curso de meteorología i oceanografía*, ZabaletaVidales.

El concepte matemàtic de divergència és força semblant al del gradient; aquest deriva d'un camp escalar i origina un vector. La divergència deriva d'un camp vectorial (el de velocitats per exemple) i origina l'escalar divergència. Simbòlicament:

$$\text{div. } V = \frac{dV}{dl}$$

Les zones de convergència van acompanyades per corrents d'aire ascendents, mentre que les zones de divergència van acompanyades per corrents d'aire descendents. Això és així perquè a les zones de convergència la acumulació de massa, necessàriament té que escapar cap amunt, mentre que a les zones de divergència, la disminució d'aire té que compensar-se des de dalt amb aire descendent.

En els mapes meteorològics, apareixen zones o línies de divergència positiva o negativa, sent les regions manantials essencialment divergents, és a dir, anticiclòniques. La frontera entre dos d'aquestes juxtaposades implicarà sempre una línia de convergència, que a la que separa masses desiguals es convertirà en un front. Si, pel contrari, ambdues masses són anàlogues (per exemple l'aire equatorial de l'hemisferi nord amb el de l'hemisferi sud), la discontinuïtat entre ambdues és simplement una línia de convergència sense cap caràcter de discriminació tèrmica.

Podríem dir que la línia de convergència més coneguda i més important sobre la Terra és la denominada *zona de convergència intertropical* (ITCZ, Intertropical Convergence Zones), que separa l'aire equatorial de l'hemisferi nord amb el del sud. El seu origen es deu a l'extraordinari escalfament experimentat en les baixes latituds. A conseqüència

d'això, l'aire s'eleva a les proximitats de l'Equador, per donar sortida a l'aire provinent dels dos hemisferis: els alisis.

La convergència dels alisis produeix la denominada Zona de Convergència Intertropical.

La ITCZ no és un cinturó continu al voltant de la Terra, tot i que sí ho són el solc de baixes pressions sobre el qual es troba. A més a més la seva posició varia en funció de l'estació de l'any i amb la distribució dels continents i oceans.

A l'estiu boreal, la ITCZ avança cap al nord en les immediacions occidentals dels continents, quedant íntegrament en l'hemisferi nord, mentre que a l'hivern boreal, la ITCZ es desdobla en dues branques, ambdues a l'hemisferi sud, fenomen conegut amb el nom de *desdoblament de la ITCZ*. La més septentrional de les branques és la (NITC, línia de convergència intertropical nord), la qual es troba situada una mica al sud de l'equador, entre l'oceà Índic i Nova Guinea, mentre que la branca meridional (SITC, línia de convergència intertropical sud) s'extén entre Madagascar i les illes Salomón, acostant-se considerablement a l'equador a la meitat oriental de l'oceà Índic.

El fenomen del desdoblament té importància en la teoria dels monsons.



Fig. 14: Línia de convergència intertropical a l'estiu boreal i austral. Font: Internet.

6.3. CARÀCTER D'UN FRONT

L'expressió següent, ens dóna la condició de contorn en una superfície límit *interna* en un fluït, és a dir, en una superfície de discontinuïtat o superfície frontal:

$$[(\nabla p)_1 - (\nabla p)_2]ds = 0$$

La qual expressa que, al ser nul el producte escalar, el vector diferència entre els gradients de pressió a un costat i altre d'aquesta superfície ha de ser perpendicular a aquesta.

Per una altra banda, qualsevol superfície isobàrica compleix que és perpendicular al gradient de la pressió, de manera que si d_s és un element de superfície isobàrica, complirà que:

$$\nabla p ds = 0$$

Comparant aquestes dues últimes expressions, resulta que podem extrapolar les propietats d'una superfície isobàrica a una superfície frontal, substituint ∇p per $[(\nabla p)_1 - (\nabla p)_2]$.

Així, si volem saber la inclinació d'una superfície frontal sobre l'horitzó, hi ha prou amb tenir en compte que la inclinació d'una superfície isobàrica ve donada per:

$$\tan \alpha_p = |\nabla_h z_p|$$

Anomenat també gradient d'altituds o pendent.

Al considerar la hipòtesis geostrofica:

$$0 = -g\nabla_h z_p - i|G|$$

És a dir:

$$\nabla_h z_p = -i \frac{l}{g} G$$

I en mòduls:

$$|\nabla_h z_p| = -\frac{l}{g} |G|$$

Que també es pot escriure:

$$\tan \alpha_p = |\nabla_h z_p| = -\frac{l}{g} \frac{|\rho G|}{\rho}$$

Amb lo qual, al introduir la densitat, fem intervenir la quantitat de moviment (ρG) per unitat de volum d'aire.

En conseqüència, la inclinació d'una superfície frontal, si α és l'angle que forma amb l'horitzontal, valdrà:

$$\tan \alpha = -\frac{l}{g} \frac{|\rho_1 G_1| - |\rho_2 G_2|}{\rho_1 - \rho_2}$$

A on l és el paràmetre de Coriolis, g la gravetat, ρG la quantitat de moviment i ρ les densitats de les masses d'aire.

Si considerem que el costat 1 de la superfície frontal és el que mira a l'aire càlid i el 2 al que mira al fred, serà:

$$\tan \alpha = -\frac{l}{g} \frac{|\rho_c G_c| - |\rho_f G_f|}{\rho_c - \rho_f}$$

Com la densitat de l'aire fred és major que l'ha de l'aire càlid, podem posar:

$$\tan \alpha = \frac{l}{g} \frac{|\rho_c G_c| - |\rho_f G_f|}{\rho_f - \rho_c}$$

Amb lo qual el denominador és essencialment positiu i el signe de $\tan \alpha$ dependrà exclusivament del numerador. Si considerem com a positiu el sentit del moviment, és a dir, la translació de la superfície frontal, la d'aquesta serà positiva ($\alpha < 90^\circ$) si és:

$$|\rho_c G_c| - |\rho_f G_f| > 0 \Rightarrow |\rho_c G_c| > |\rho_f G_f|$$

En tal cas, l'aire càlid és el que posseeix major quantitat de moviment i el que imposa el sentit de la translació de la superfície frontal que, en aquest cas, s'anomena *superfície frontal càlida*, sent la seva traça sobre el terra un *front càlid*.

Pel contrari, si és $|\rho_f G_f| > |\rho_c G_c|$, predomina la quantitat de moviment de l'aire fred, que és la que imposa el sentit de la translació de la superfície frontal, que en aquest cas s'anomena *superfície frontal freda*, sent la seva traça sobre la terra un *front fred* i resultant negativa la seva pendent ($\alpha > 90^\circ$).

En conclusió, podem saber que mentre més properes estiguin les isohipses, més pendent hi haurà i major serà el gradient horitzontal d'altituds i per tant més intens serà el vent geostrofic.

6.4. ELS FRONTS CONCRETS DE LA METEOROLOGIA SINÒPTICA

Quan es va parlar de les masses d'aire es van indicar les seves regions manantials i les situacions mitges d'aquestes. Això implica la possibilitat d'una identificació geogràfica de les seves fronteres, que quan coincideixen amb camps de deformació donen lloc a fronts actius. Existeixen sobre la Terra anticiclons i depressions amb caràcter semi permanents, de la qual cosa podem deduir l'existència de camps de deformació semifixos que donen lloc a fronts que, encara que es desplacen, es reforcen o es debiliten, tenen sempre un caràcter constant des d'un punt de vista geogràfic. Així, en els anys de la Primera Guerra Mundial, a la famosa Escola Noruega, Bjerknes va descobrir el front polar, de decisiva importància en les latituds mitges també en posicions geogràfiques definides. Evidentment, i com elements separadors de masses, només cal pensar en la possibilitat de dos fronts en cada hemisferi: el que separa l'aire àrtic del polar i el que separa el polar del tropical. En canvi no té sentit una separació frontal entre el tropical (influeix des de la meitat que mira al pol dels anticiclons subtropicals) i l'equatorial (que influeix des de la meitat que mira a l'equador), ja que tal separació coincidiria en l'eix dels citats anticiclons, és a dir, com una regió de divergència, la qual cosa exclueix el concepte de front.

La separació entre l'aire equatorial d'ambdós hemisferis, encara que a vegades impròpiament anomenada front intertropical, és en realitat una línia de convergència (la ITCZ) que separa masses anàlogues, sense contrast tèrmic. A continuació es fa un estudi dels diferents fronts:

- a) El primer front estudiat per Bjerknes va ser el denominat *front polar*. Tot i que alguns autors l'anomenaven *front tropical* degut a una reconsideració a la nomenclatura de les masses de l'aire al descobrir-se el *front àrtic*, el seu nom oficial actual segueix sent el mateix que li va donar el seu descobridor, Bjerknes.

El front polar, que separa les masses polars de les tropicals, teòricament deurien rodejar la Terra, però en la realitat presenta àmplies interrupcions, sent només actiu en les zones frontogenètiques que travessa.

A continuació podem observar els fronts corresponents al mes de gener:

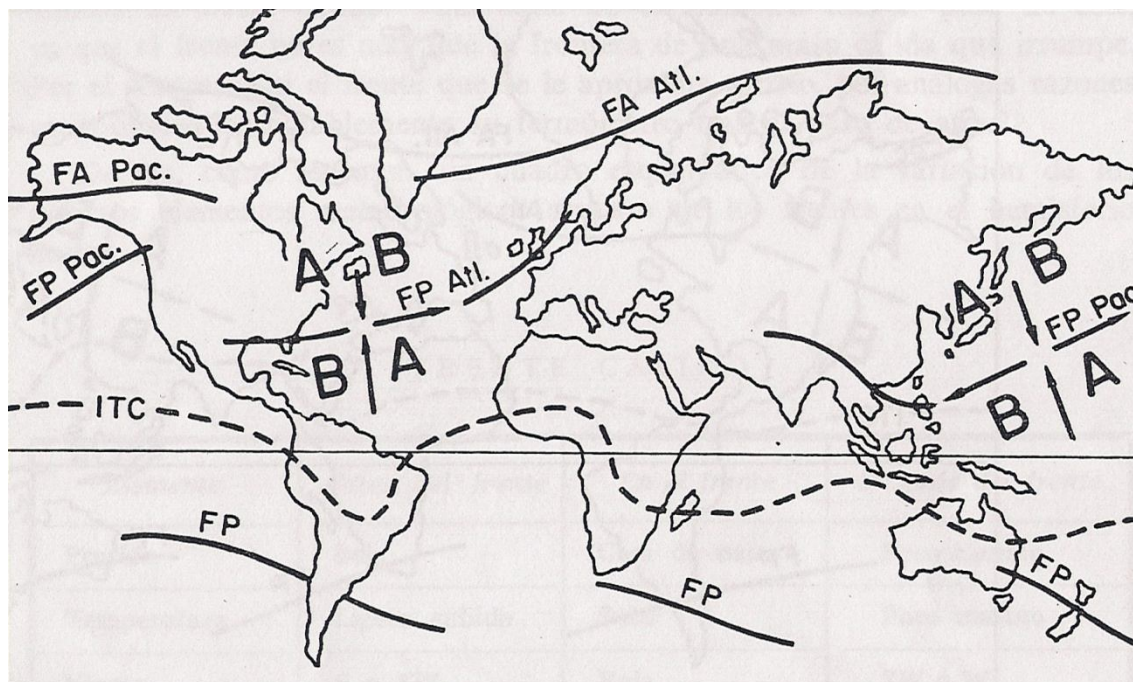


Fig. 15: Fronts corresponents al mes de gener. FA: front Àrtico FP: front Polar ITC: Zona de convergència intertropical. Font: *Curso de Meteorología y Oceanografía*, Zabaleta Vidales.

Així doncs, observem a l'hivern boreal un camp de deformació frontogenètic al SE del Japó, entre l'anticicló polar de Sibèria i el tropical del Pacífic, per una part, i la depressió semifixa de les Aleutianes i les baixes pressions equatorials, per l'altra.

Tal camp dóna origen al *front polar pacífic*, que s'extén al llarg d'una línia, que per terme mig, va des de Filipines fins a la costa occidental dels Estats Units. A l'estiu boreal el camp de deformació es trasllada a "Manchuria", amb lo que el front polar pacífic discorreix molt més al nord i proper a la costa oriental de Sibèria, sent a més a més molt més dèbil que a l'estiu.

Per una altra part, podem observar en aquesta estació un segon camp de deformació a l'altura de les Bermudes, entre l'anticicló polar nord Americà i el tropical de les Açores, i la depressió semifixa d'Islàndia i les baixes pressions equatorials per una altra. Aquest camp origina el *front polar atlàntic*, d'importància capital en el temps de l'Atlàntic nord i d'Europa central i occidental, ja que al ondular-se genera les borrasques que es traslladen per les latituds mitges i altes.

La posició mitja d'aquest front és la d'una línia que anés des de la costa dels Estats Units fins a Noruega.

A l'estiu boreal, el camp de deformació que genera el front polar atlàntic es trasllada a l'interior del continent nord Americà, amb lo que el front discorreix molt més al nord que a l'hivern, doncs ja sabem que a l'estiu les masses tropicals dels anticiclons oceànics s'extenen considerablement cap al nord, a expenses de les masses polars.

A continuació podem observar els fronts corresponents al mes de juliol:

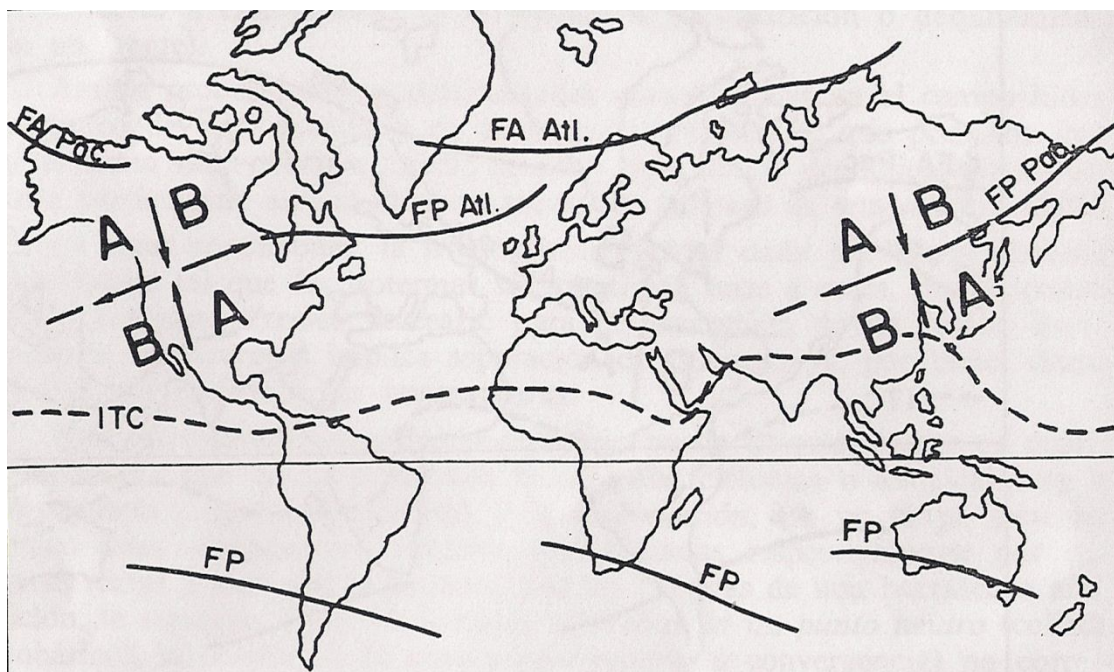


Fig. 16: Fronts corresponents al mes d'agost. FA: front Àrtic FP: front Polar ITC: Zona de convergència intertropical. Font: *Curso de Meteorología y Oceanografía*, Zabaleta Vidales.

- b) El *front àrtic* descobert posteriorment al polar, separa les masses àrtiques de les polars. Com es pot observar en els esquemes anteriors, la seva posició mitja a l'hivern i a l'estiu boreal respectivament, podent distingir un front àrtic atlàntic que s'extén des de Groenlàndia i Islàndia fins les immediacions de la costa septentrional de Sibèria i un front àrtic pacífic, en les immediacions de Kamtchatka, Estret de Behring i Alaska. En ocasions, el front àrtic pot descendir bastant en latitud respecte la seva posició mitja normal, produint onejades d'aire àrtic que poden afectar inclús als països mediterranis a l'hivern.

El front àrtic no engendra generalment depressions, com succeeix amb el front polar al ondular-se; lo normal és que s'extengui a través de les zones septentrionals de les borrasques generades per l'Est, que les travessa per les seves zones meridionals.

En quant a l'hemisferi austral, el front polar presenta trossos actius com es veu als esquemes anteriors. Així mateix, el front antàrtic, que no revesteix per a la navegació la importància de l'àrtic, separa com aquest les masses polar de les antàrtiques que estan sobre el casquet polar austral.

- c) En els esquemes anteriors, s'observa que prescindint del seu desdoblament, s'extén sencera en l'hemisferi boreal a l'estiu, i pràcticament en el austral a l'hivern. La *ITCZ* ja sabem que és una línia en la que convergeixen les masses d'aire equatorials d'ambdós hemisferis, les quals presenten sempre una component de l'Est (alís des NE i del SE). Quan aquests creuen l'Equador recorben la seva trajectòria, en virtut de la força desviadora de Coriolis, que

actua, en sentits oposats, en ambdós hemisferis. Així, per exemple, els alisis del SE de l'hemisferi sud, que creuen l'equador, bufaran en l'hemisferi nord com del SW, ja que la força de Coriolis els desvia cap a la dreta de la trajectòria, i això implica una component de l'Oest en la direcció del vent. Recíprocament, els alisis del NE de l'hemisferi nord, que creuen l'equador bufen del NW en l'hemisferi sud, ja que la força de Coriolis els desvia a l'esquerra de la trajectòria, la qual cosa implica una component de l'Oest.

En aquests casos (vents del NE trobant-se amb vents del SW, o vents del NW trobant-se amb vents del SE) la convergència és molt pronunciada i, en conseqüència, la ITCZ molt activa, apareixent cumulonimbus de gran desenvolupament vertical i violentes precipitacions. Això succeeix quan la ITCZ s'aparta més de 5° de latitud de l'equador, donant d'aquesta manera lloc a un notable encorbament del alisis. Quan l'equador i la ITCZ distant, pel contrari, menys de 5°, la convergència és molt poc pronunciada, bufant els alisis d'ambdós hemisferis quasi bé paral·lels els uns dels altres. Això explica les discontinuïtats en activitat de la ITCZ, de la que ja s'ha dit que no rodeja ininterrompidament la Terra.

Tot el que antecedeix es refereix a les posicions mitges dels fronts considerats, de les que s'aparten considerablement d'un dia per l'altre, seguint les variacions dels camps de pressió, temperatura, etc., del que depenen.

7. LA SUPERFÍCIE DE 500 mb

La superfície de 500 mb, és una superfície de pressió constant, situada sobre els 5600 metres, entre els 5560 i 5640 metres. No obstant, aquesta superfície pot trobar-se sobre els 4700 metres en condicions d'aire molt fred i sobre els 6000 metres en aire molt càlid.

El vent geotròfic, circula paral·lel a les isohipses, bufant tant més fort com més pròximes estan. A més a més, les isohipses, quant més apretades major és el contrast tèrmic en les dimensions tan horitzontals com verticals. Això és indicatiu d'un front en superfície.

Les corrents en doll se situen sobre els 200 i 300 mb, podent estar en la de 500 mb, ocasionalment i amb l'aire molt fred, anomenant-se corrent en doll Àrtica. En aquests casos els meteoròlegs les denominen *500 mb jets* o *jets streaks*.

Quan una baixa o alta, s'identifica en altura, es pot observar una circulació d'aire tancada al seu voltant.

A l'hivern, a l'àrea sud del contorn de 5640 metres, indica la franja de ponents que bufen amb força 7 Beaufort o superior. A l'estiu, el contorn dels 5640 metres indica els ponents de força 6.

Una baixa en superfície, discorreix a 300 ó 600 milles al nord, dels contorn de 5640 metres. Els fronts i les borrasques, circulen en superfície a 1/2 o bé 1/3 de la velocitat del vent en l'altura dels 500 mb. El vent en el tercer quadrant d'una baixa (massa freda) és 1/2 de la velocitat a 500 mb.

7.1. ONES LLARGUES I CURTES, DE ROSSBY

El contorn dels 500 mb, sembla tenir un avanç cap a l'est, amb ondulacions meridianes de nord a sud, amb aparença d'ones.

Les ones llargues, que semblen estacionàries i només observables en projeccions gnomòniques polars. Tenen entre 50° i 120° de longitud i són responsables del temps i de la circulació de les borrasques. Tenen un període de 10 dies o més.

Les ones curtes, que circulen més ràpid i tendeixen a intensificar-se quan entren en fase amb les llargues. Avancen amb el flux de l'oest sobre les llargues i estan associades a baixes pressions específiques, amb un període menor a una setmana, extenent-se entre 1000 i 2500 km de longitud.

Per a que es desenvolupi una baixa en latituds mitges, l'eix del centre de l'ona curta (a 500 mb) i la baixa en superfície, s'inclina cap a l'aire fred amb l'altura.

Inicialment disten ambdós punts l'equivalent a 1/4 de la ona curta i quan aquest eix comença a buscar la verticalitat, la ona curta s'intensifica i la borrasca en superfície es profunditza.

Quan un tàlveg (“vaguada”) i una baixa, estan units per la vertical, aquesta seguirà profunditzant-se, i quan les isohipses en altura es tanquin, significarà que la circulació arriba fins a una altura de 500 mb, la qual es reforçarà al arribar a aquest punt i començarà a reomplir-se.

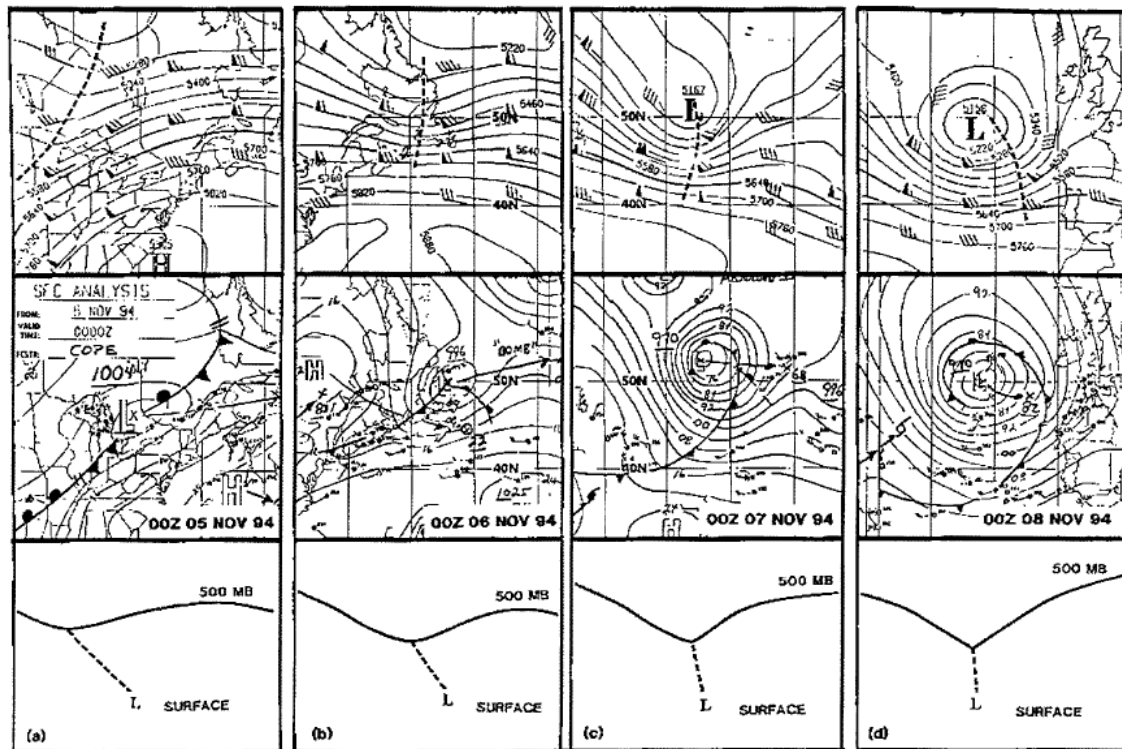


Fig. 17: Conducta de les ones curtes, reflectida en sis panells amb la carta de 500 mb i la seva correspondència en superfície. Font: *Mariner's guide to the 500 mb Chart*, Joe Sienkiewicz & Lee Chesneau. NOAA.

Les fases a destacar són les següents:

- Desenvolupament: tàlveg en altura a l'esquerra de la baixa.
- Tancament: es tanca la circulació en altura i la baixa en superfície frena el seu avanç.
- Madurament: el tàlveg en la vertical amb la baixa en superfície. La baixa comença a reomplir-se i parar-se.

7.2. CONDUCTA DE LES ONES CURTES

Quan la ona curta es tanca en altura, la circulació màxima de vents, s'extén més enllà dels 500 mb. Els vents màxims dels 500 mb s'extenen a l'est de la baixa i es comencen a distribuir igualment a l'Est i Oest del tàlveg en altura, però intensificant-se més a l'Est. La baixa en altura començarà a obrir-se i ascendir en altitud.

La profundització de la baixa es dona en tres etapes:

1. La baixa en superfície es troba sota la vertical de les isohipses tancades. Els vents de l'Est del tàlveg s'intensifiquen. Poca profundització.
2. Els vents màxims es van debilitant a l'Oest del sistema i enfortint-se a l'Est del tàlveg en altura.
3. Els contorns dels 500 mb s'obren i la baixa en superfície es desplaça cap al Nord-Est.

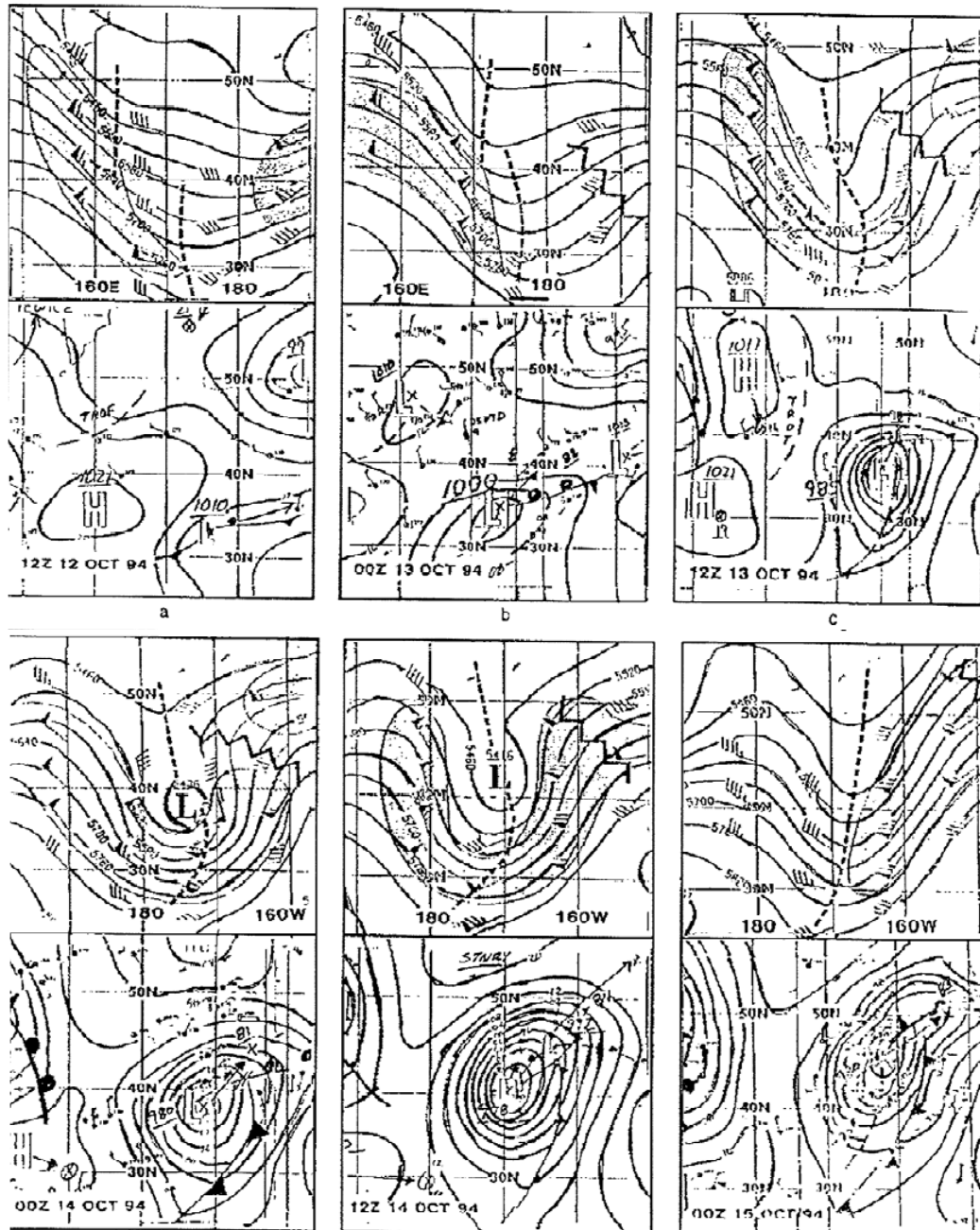


Fig. 18: Conducta de les ones curtes, reflectida en sis panells amb la carta de 500 mb i la corresponent en superfície. Font: *Mariner's guide to the 500-millibar chart*, Joe Sienkiewicz & Lee Chesneau. NOAA.

7.3. BAIXES TANCANES o CUT-OFF LOWS

Són baixes despreses de la circulació zonal, que resten estacionàries durant dies. Es desenvolupen forts fluxes de vent al Nord i Nord-Oest de la baixa i llevants al Nord i Nord-Est.

8. ESTRUCTURA DE LES BAIXES I ELS ANTICICLONS

8.1. VARIACIÓ DEL VENT EN ALTURA

El vent geostrofí pot expressar-se en funció del gradient horitzontal de pressió o del gradient d'altituds o pendents de la superfície isobàrica.

$$G = \frac{i\Delta p}{\Delta x} \cdot d \cdot 2\Delta \sin l \quad \text{és a dir} \quad dG = \frac{i\Delta p}{\Delta x} \cdot 2\Delta \sin l$$

De manera que si volem calcular $\Delta G/\Delta z$ derivarem l'expressió anterior:

$$\frac{d \Delta G}{\Delta z} + \frac{G \Delta d}{\Delta z} = \frac{i \Delta p}{\Delta z} \cdot 2\Delta \sin l$$

$\Delta p/\Delta z$, és la variació patida dins de l'atmosfera, és a dir, una variació estàtica que en el cas d'ascendències de les masses d'aire es suma la variació dinàmica. Aquesta variació estàtica reflexa el menor pes de la columna d'aire que gravita a sobre de la secció considerada a mesura que ascendim i per tant s'expressa amb l'equació de la estàtica de l'aire:

$$\Delta p = -d g \Delta z \quad (\text{el signe negatiu reflexa la variació inversa de } d \text{ i } z \text{ en el sinus de l'atmosfera}).$$

$$\Delta p / \Delta z = -d g$$

I per tant:

$$\frac{d \Delta G}{\Delta z} + G \frac{\Delta d}{\Delta z} = \frac{-i g \nabla h d}{2\Delta \sin l}$$

$$\frac{\Delta G}{\Delta z} = \frac{(-G \frac{\Delta d}{\Delta z} - \frac{i g \nabla h d}{2\Delta \sin l})}{d} = \frac{-G \Delta(\ln d)}{\Delta z} - \frac{i g \nabla h (\ln d)}{2\Delta \sin l}$$

La influència de cadascun dels termes en la variació del vent geostrofí en altura s'analitza a continuació.

La influència del primer terme l'obtenim de considerar algun cas en el que no hi hagi variació horitzontal de la densitat de l'aire. Aquest fet succeeix en la majoria de casos d'anàlisi horitzontal a excepció que travessem un front amb la conseqüent variació de la d , en aquest cas:

$$\nabla h \ln d = 0, \text{ de manera que:}$$

$$\frac{\Delta G}{\Delta z} = - \frac{G \Delta (\ln d)}{\Delta z}$$

La lectura de l'expressió anterior ens diu que la variació del vent amb l'altura és de signe contrari a la variació de la densitat amb la mateixa. Si la densitat es redueix amb l'altura (que és lo habitual), el vent geostrofí augmenta. Aquesta situació es produeix amb normalitat, no obstant, no és axiomàtic i situacions inverses les trobem, produint-se a conseqüència d'això fenòmens com miratges.

La influència del segon terme s'obté de fer $G=0$, no obstant, aquest cas en particular seria només un en concret, de manera que per fer-lo més ampli podem considerar el cas d'un observador que es mouria a la velocitat de G , de mode que ell no notaria el vent o el que és el mateix, que per a ell la superfície isobàrica seria horitzontal, descrivint el seu eix vertical, una vertical aparent que forma amb la real un angle α_p , que és el mateix que formen les superfícies isobàriques i la verdadera horitzontal.

$$\frac{-i g \nabla h(\ln d)}{2\Delta \sin l}$$

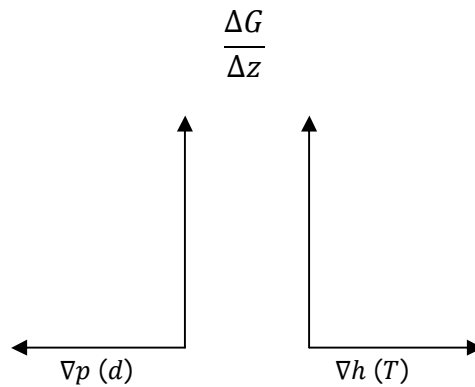
En el nou sistema de referència, la vertical no és z , sinó z' que és perpendicular a la superfície isobàrica, la qual suposa que $G=0$ i el gradient horitzontal es converteix en isobàric, quedant l'expressió anterior de la següent manera:

$$\frac{\Delta G}{\Delta z'} = \frac{-i g \nabla p (\ln d)}{2\Delta \sin l}$$

De fet els errors en l'observació superen als que podríem cometre al considerar z en comptes de z' , quedant l'expressió anterior com:

$$\frac{\Delta G}{\Delta z} = \frac{-i g \nabla p (\ln d)}{2\Delta \sin l}$$

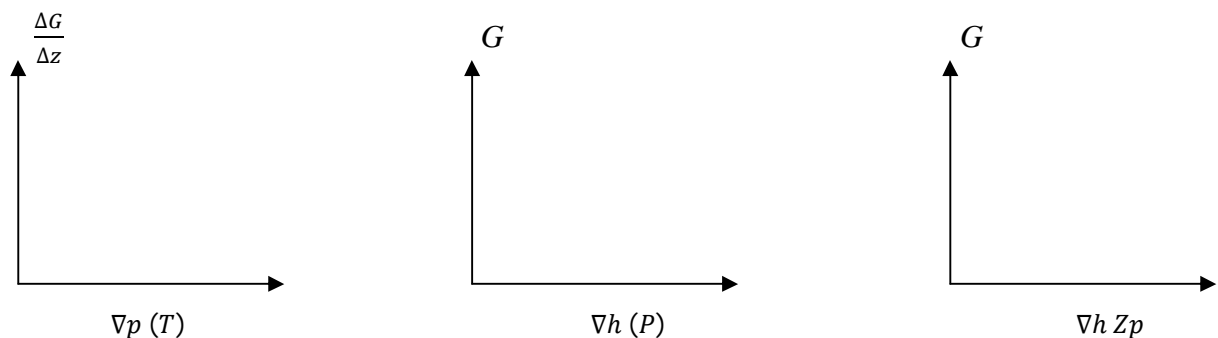
De manera que la variació del vent geostrofí en altura és un vector perpendicular al gradient isobàric de densitats girat 90° a la dreta (degut a $-i$), podent assegurar que la variació del vent geostrofí en altura és tangent a les línies isopícniques, quedant les densitats majors a la seva esquerra.



Esquema 2: Disposició dels vectors de la variació del vent geotròfic en funció de la temperatura i de la densitat. Font: el·laboració pròpia.

En resum podem dir:

1. El vent es produeix perquè les superfícies isobàriques es troben inclinades respecte de la terrestre.
2. Si hi ha variació del vent en altura és perquè les superfícies isobàriques, en el sinus de l'aire, no són paral·leles entre sí.
3. La diferència entre el vent en les capes superiors i l'existent en les capes inferiors, és tan major com més difereixen les pendent entre la superfície isobàrica en altura i en la superfície.
4. La variació del vent en altura, és proporcional a la variació de la densitat al llarg de les superfícies isòbares, quedant a la seva esquerra les densitats majors. Això significa que físicament la variació del vent en altura és degut a la variació isobàrica de la densitat (o la variació horitzontal de la temperatura) en el sinus de l'aire.
5. La variació del vent geotròfic en altura és un vector que està relacionat amb el gradient horitzontal de pressió o amb el gradient horitzontal de les altituds d'una superfície isobàrica.



Esquema 3: Disposició dels vectors de la variació del vent geotròfic en funció de la variació de la temperatura i del propi vent geotròfic en funció de la pressió i del gradient horitzontal d'altituds. Font: el·laboració pròpia.

8.2. BAIXES FREDES

Es refereix a aquelles depressions en les que la temperatura de l'aire en el seu interior és més baixa que la del seu voltant, augmentant la temperatura cap a fóra en tota o la major part que ocupa.

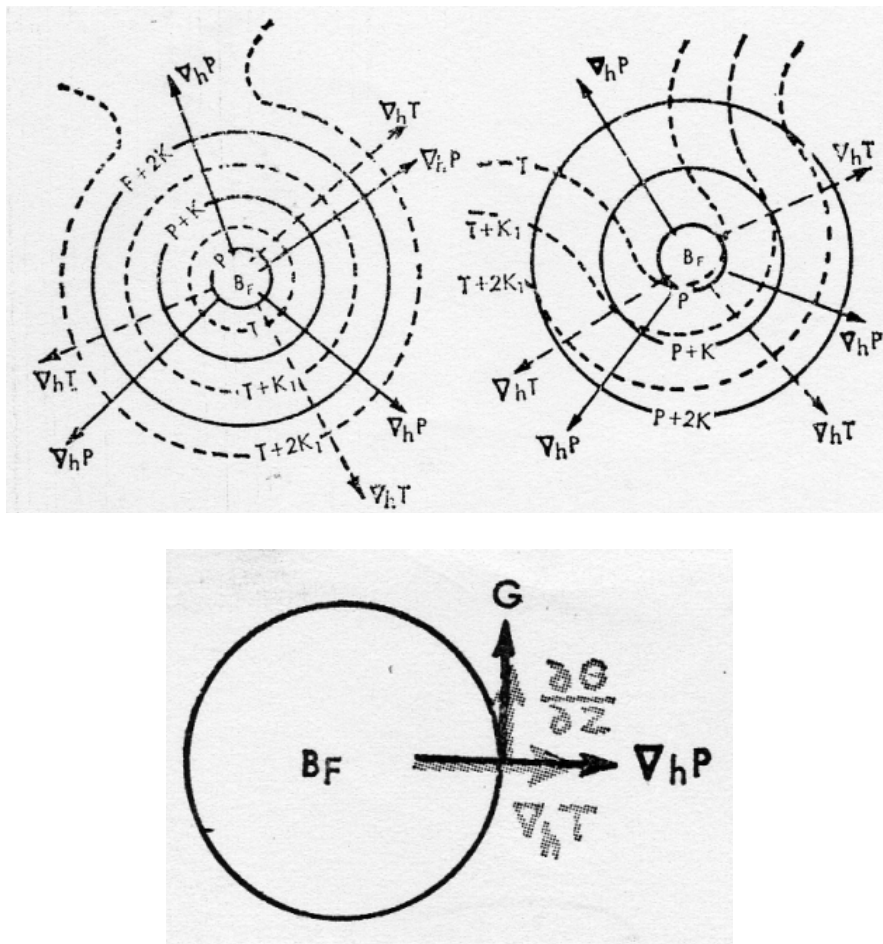


Fig. 19: En una mateixa superfície horitzontal les línies gruixudes en la figura superior, representen les isòbares, mentre que les discontinües representen les isotermes. Els gradients s'expressen com fletxes en ambdós casos. Font: *Meteorología básica sinóptica*, Mariano Medina.

A més a més, al tractar-se d'una depressió, el gradient de pressió també mira cap enfora, com es freda també manté el sentit del gradient horitzontal de temperatura, de mode que els vectors de vent i de la variació d'aquest es superposen., incrementant-se a mesura que ens elevem.

Sobre la vertical d'una depressió freda, la circulació ciclònica es manté i creix a mesura que ascendim, fins arribar a la tropopausa. Al passar la estratosfera s'invertirà el gradient de temperatura i el vent amainarà. El nivell de no divergència es trobarà més enllà dels 600 hPa, i en tot el gruix troposfèric les superfícies isobàriques estaran enfonsades fins alcançar la horitzontalitat dins de l'estratosfera. Una vegada sobrepassat aquest nivell, la circulació tornarà a iniciar-se en sentit anticiclònic i deformant les superfícies isobàriques en forma de campana, tenint més pendent quant més fort sigui el vent.

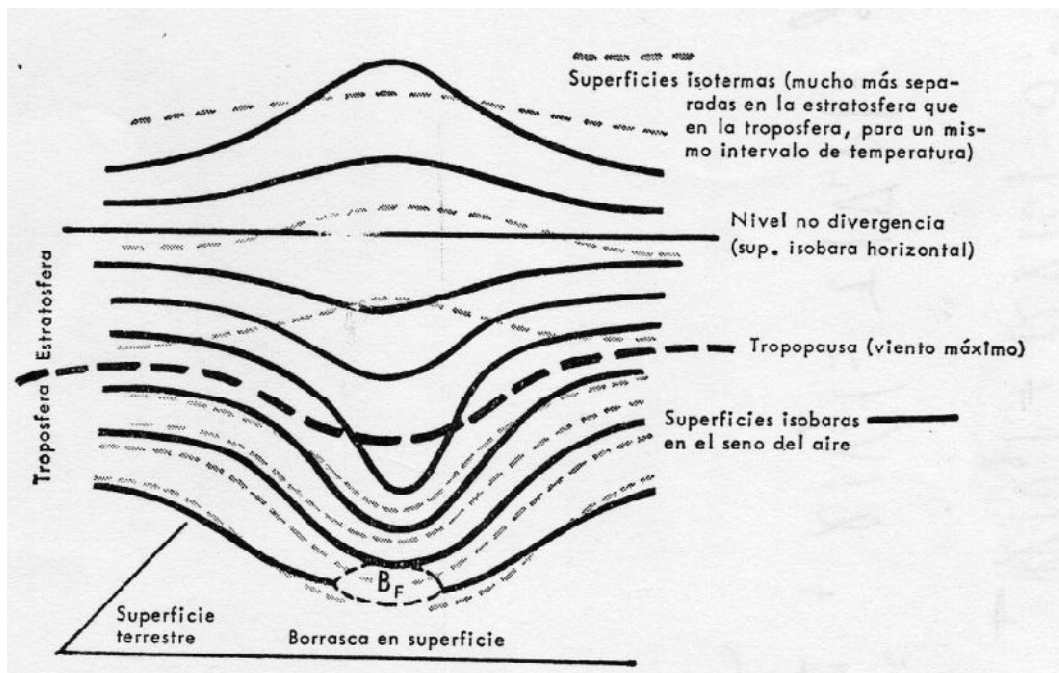
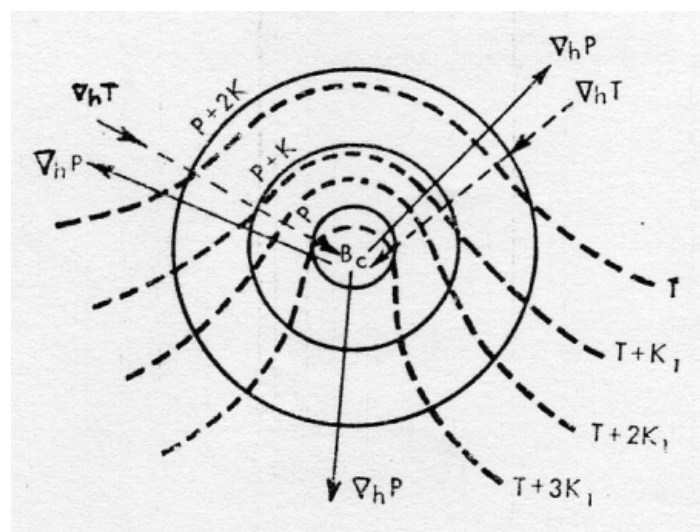


Fig. 20: Baixa freda amb els perfils en altura de les superfícies isotermes, de les isòbares i de la tropopausa. Font: *Meteorología básica sinóptica*, Mariano Medina.

8.3. BAIXES CÀLIDES

Les baixes càlides són aquelles que mantenen en el seu interior aire més càlid que el del seu voltant, de manera que el gradient horitzontal de temperatura apunta cap endins i el de pressió apunta cap enfora. De manera que al dibuixar els vectors de vent geostrofic i de la variació d'aquest amb l'altura, aquests són de sentit oposats en altura. De tal manera, el vent disminuirà fins a encalmar-se, i per sobre, el vent s'incrementarà en funció del que anem ascendint en direcció oposada a l'inferior fins arribar a la tropopausa.



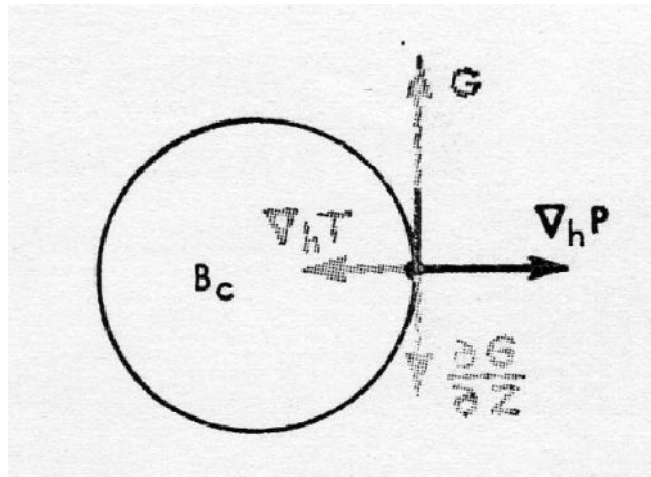


Fig. 21: En una mateixa superfície horitzontal, les línies gruixudes en la figura superior, representen les isòbares, mentre que les discontinües representen les isotermes. Els gradients s'expressen com fletxes en ambdós casos. Font: *Meteorología básica sinóptica*, Mariano Medina.

Un cop superada la tropopausa i dins de l'estratosfera, el vent tornarà a encalmar-se a conseqüència d'un nou canvi en el sentit del gradient de temperatures, tornant a augmentar de nou en altura.

En resum, podem asseverar que una baixa càlida té un anticicló en altura però dins de la troposfera.

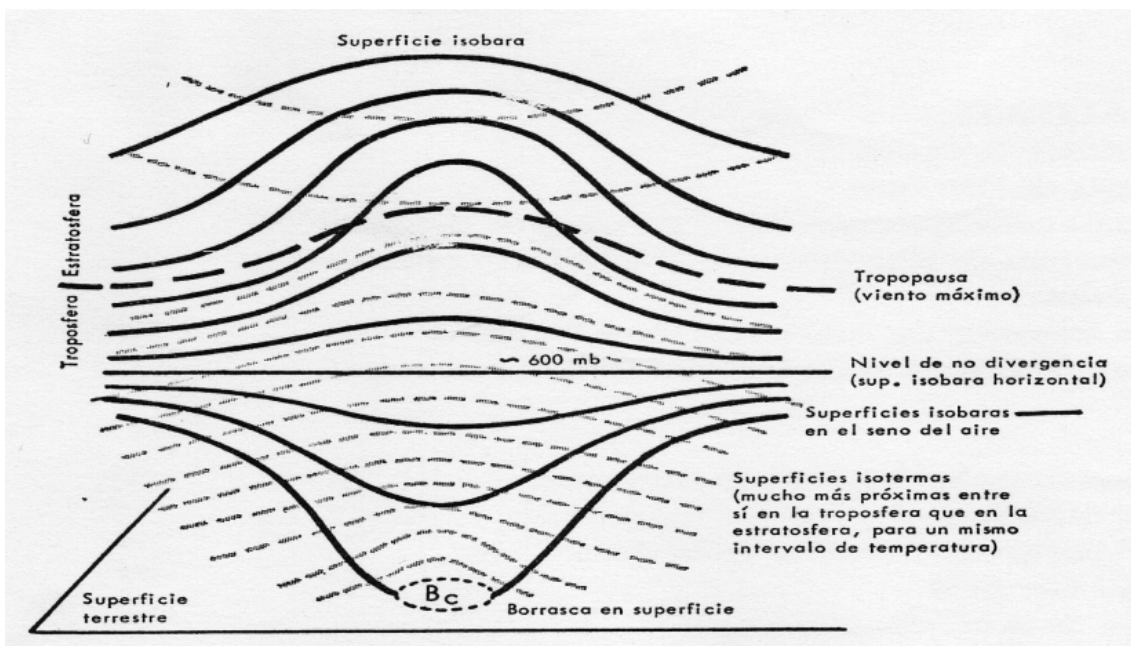


Fig. 22: Baixa càlida amb els seus perfils en altura de les superfícies isotermes, isobàriques i la de la tropopausa. Font: *Meteorología básica sinóptica*, Mariano Medina.

8.4.ANTICICLONS CÀLIDS

En els anticiclons càlids, la columna d'aire interior és més càlida que la que la rodeja, sent els vectors de vent geotròfic i de variació del mateix amb la altura, del mateix sentit però augmentant a mesura que ascendim.

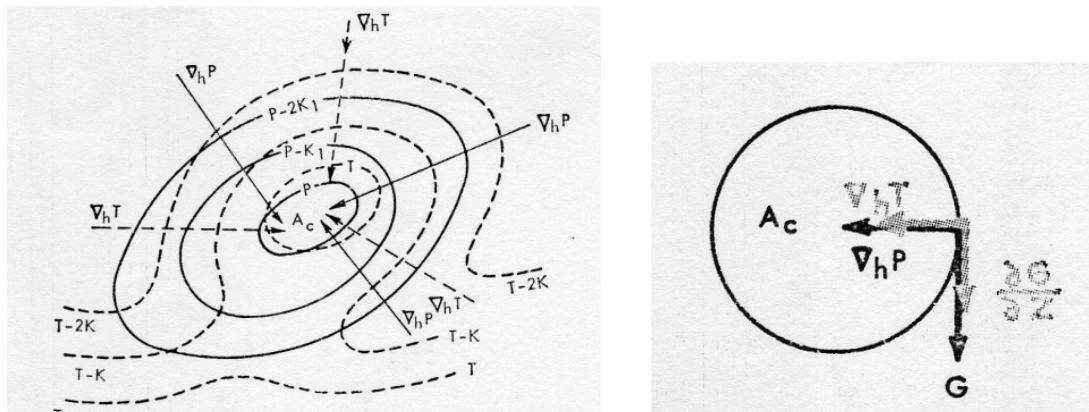


Fig. 23: En un anticicló càlid, els gradients de pressió i de temperatura són d'igual sentit i direcció. Font: *Meteorología básica sinóptica*, Mariano Medina.

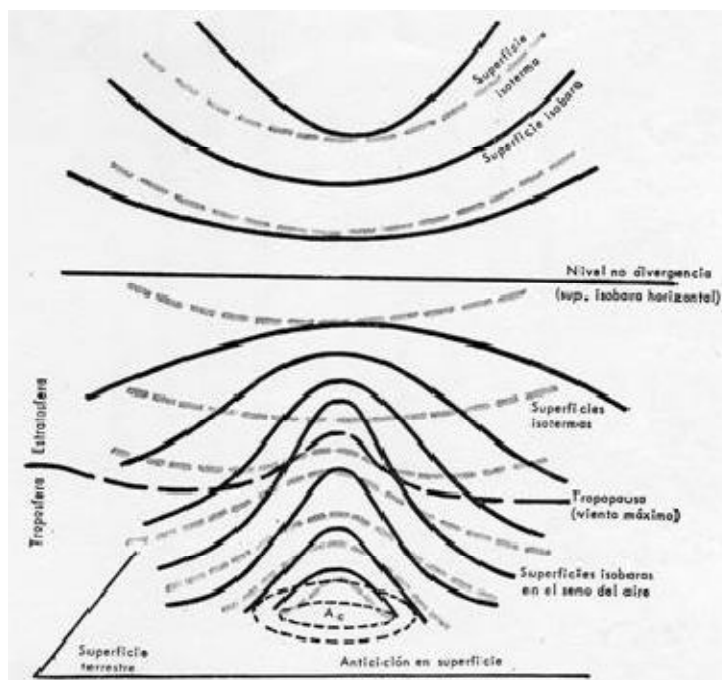


Fig. 24: Anticicló càlid amb els seus perfils en altura de les superfícies isotermes, isobàriques i de la tropopausa. Font: *Meteorología básica sinóptica*, Mariano Medina.

El vent generat serà màxim en la tropopausa i anirà amainant a mesura que ens elevem, degut a que el gradient tèrmic horitzontal s'inverteix en la estratosfera, acabant convertint-se en una depressió. No obstant, un anticicló càlid es considera anticicló en tots els nivells.

8.5. ANTICICLONS FREDS

Els anticiclons freds són aquells que mantenen en el seu interior aire més fred que en el seu voltant, per la qual cosa el seu gradient de pressió i de temperatura són oposats, pel que el vent amaina a mesura que ascendim fins arribar al nivell de no divergència.

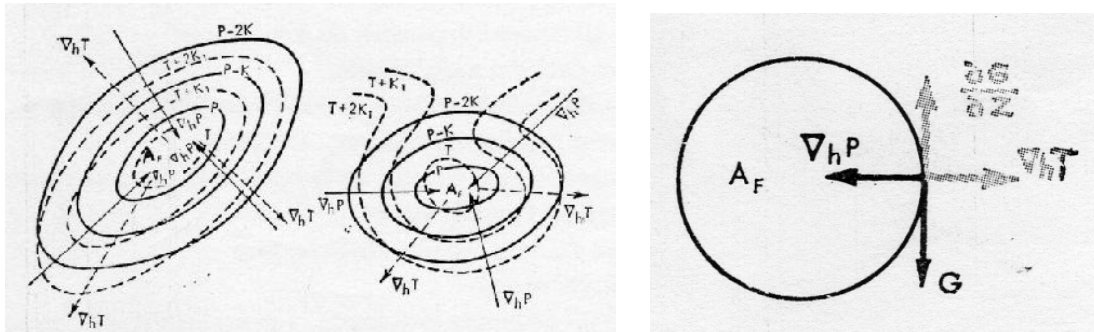


Fig. 25: En un anticicló fred els gradients de pressió i temperatura són oposats. Font: *Meteorología básica sinóptica*, Mariano Medina.

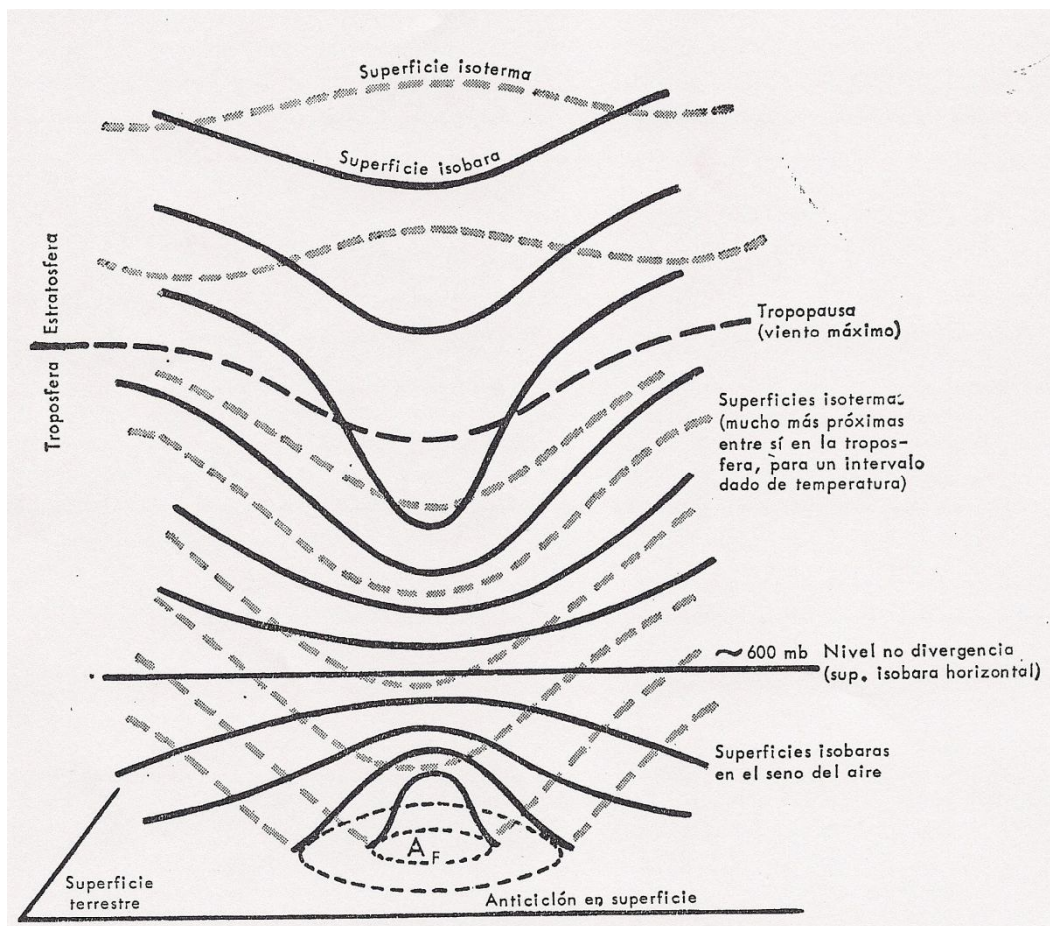


Fig. 26 : Anticicló fred amb els seus perfils en altura de les superfícies isotermes, isobàriques i de la tropopausa. Font: *Meteorología básica sinóptica*, Mariano Medina.

9. CAS PRÀCTIC

En la carta de 500 mb del dia 26 de novembre de 2009, es pot observar com entre els 10° i 30° de longitud W es crea un punt d'inflexió, poc per sobre dels 50° de latitud. Com es pot observar, la isohipsa menor és la de 5280m, la qual cosa ja ens està indicant que en aquesta zona la temperatura és menor. Cal recordar que la isohipsa dels 5640m, és la de referència, tant pel que fa a temperatures, camí que recorran, aproximadament, les baixes en superfície, etc. Just per sobre d'aquest punt d'inflexió es pot veure com ja hi ha un sistema de baixes pressions en la fase de madurament. Això ho sabem perquè en altura tenim el tancament complet de les isohipses. El que nosaltres analitzarem és el que serà, amb el pas dels dies una baixa secundària associada a aquesta primera. Sabem també que mentre més apretades es trobin les isohipses, major serà el contrast tèrmic. Pel que fa al dia 26 de novembre, podríem dir que no es troben excessivament juntes, però si observem l'evolució, podem observar com amb el pas dels dies aquest estretament es va acusant cada vegada més, fins a arribar al seu màxim estretament entre els dies 30 i 1 de desembre, coincidint, a més a més, amb el pas per sobre de la península Ibèrica i provocant un descens acusat de les temperatures, a part de portar forts vents de NNW.

Si relacionem aquesta informació amb les cartes de superfície, podem observar com els dies 26 i 27, són els que corresponen a la formació de la baixa en superfície, tot i que encara no és identificada com a tal. A partir del dia 28 de novembre es pot observar com en superfície ja s'identifica una baixa de 992 hPa, tot i que aquesta no és tan profunda com la seva principal. Si ens fixem atentament, podem veure com el centre de la baixa que estem estudiant, es troba en fase amb l'àrea de divergència del solc en altura, la qual cosa indica que manifestarà un ràpid avançament.

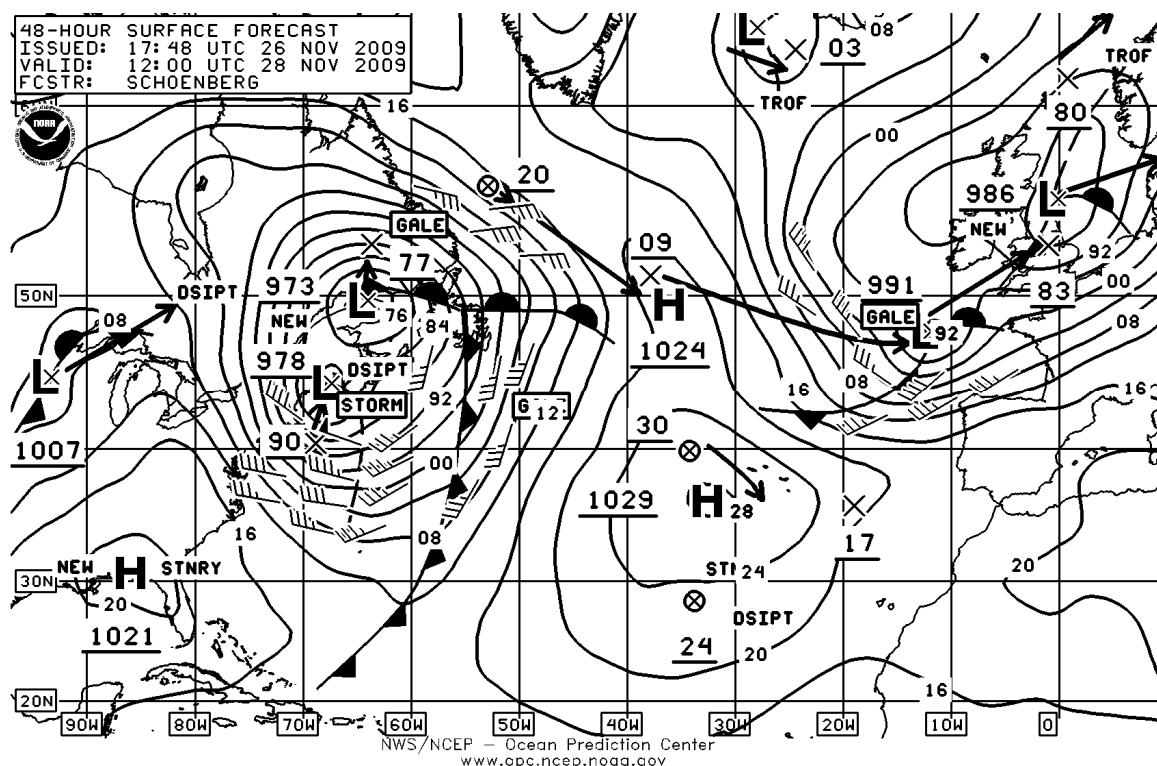
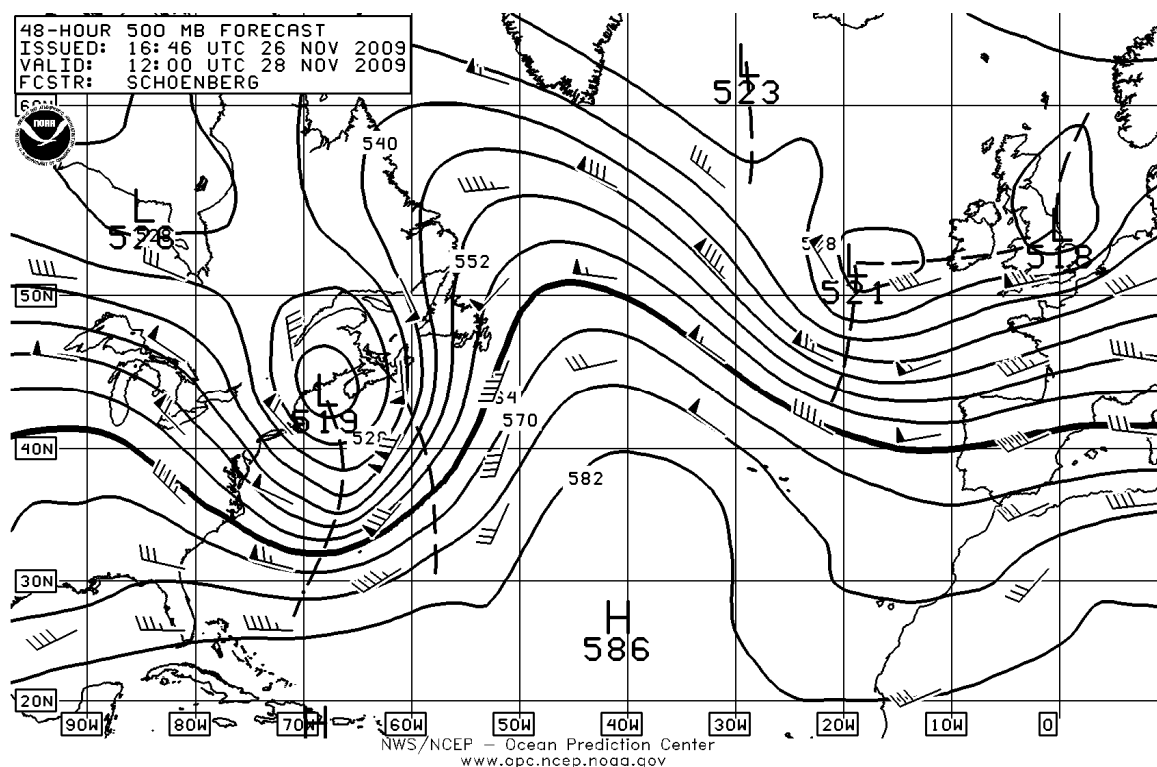
Un altre dels aspectes a observar és l'activitat pluviomètrica que comportaran els fronts associats a la baixa. Si ens fixem, s'observa un petit front càlid. En quant als fronts càlids, mentre més gran sigui l'angle que forma aquest amb les isohipses en altura, major serà l'activitat pluviomètrica. Pel que fa al nostre cas, situant-nos al dia 28 de novembre podem veure com l'angle que forma aquest amb les isohipses en altura és bastant petit (gairebé paral·lel); per tant, és de preveure que aquest front càlid deixarà molt poca pluja.

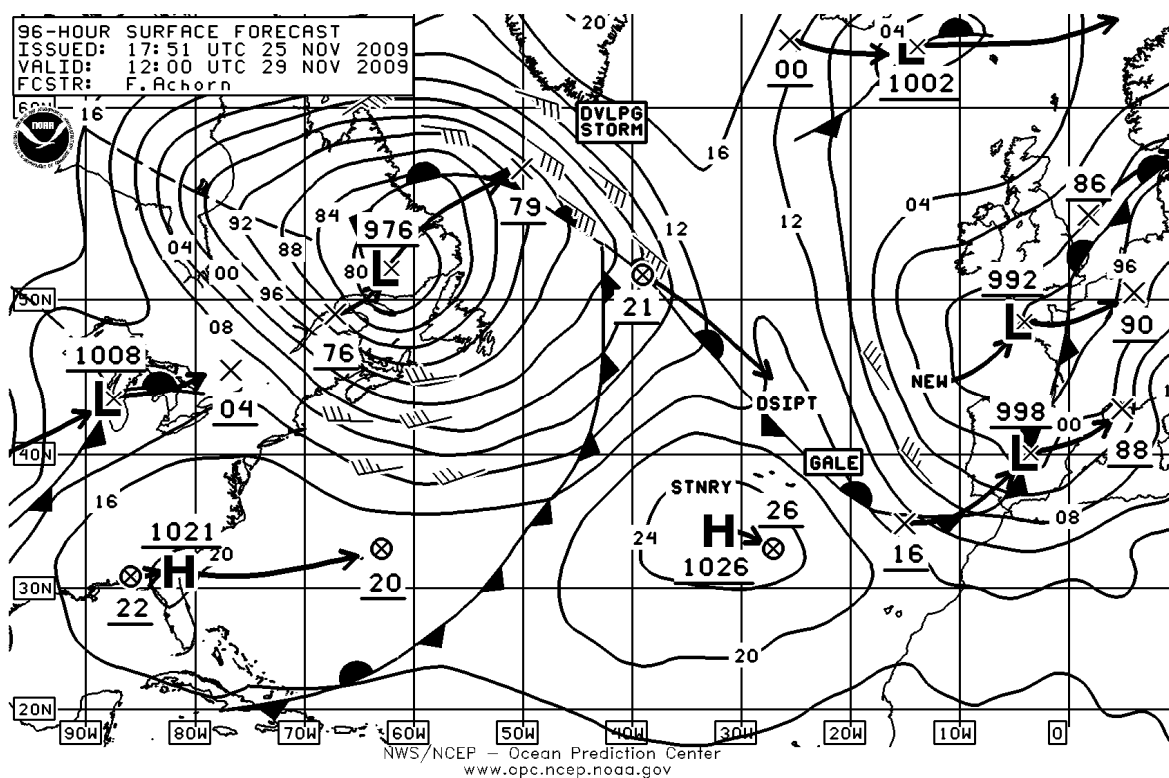
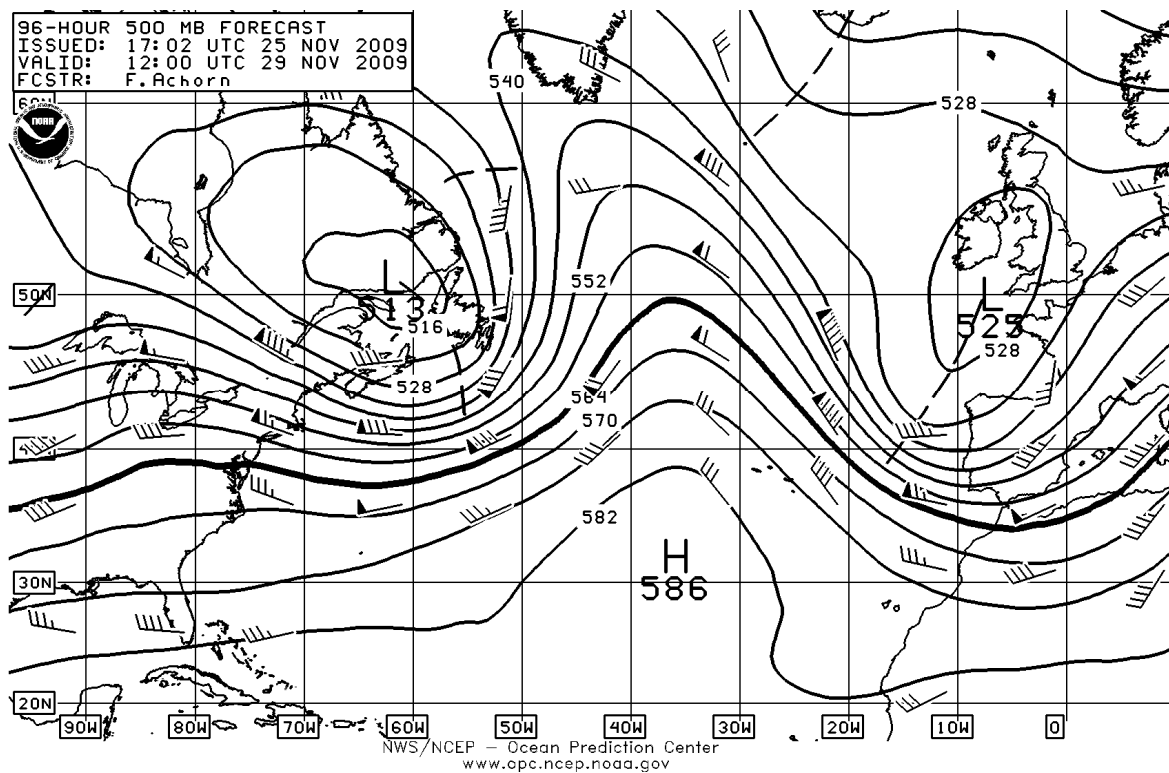
No hi ha dubte que a partir del dia 28 de novembre podem començar a parlar del tancament en altura d'una baixa en superfície; és a dir, la baixa frena el seu avanç en superfície. A partir d'aquest dia també, degut a la curvatura ciclònica de les isohipses, en superfície es distingeix un front fred, portant masses d'aire de latituds més elevades. Cal dir, que la part posterior del front ve acompanyat de nuvolositat important.

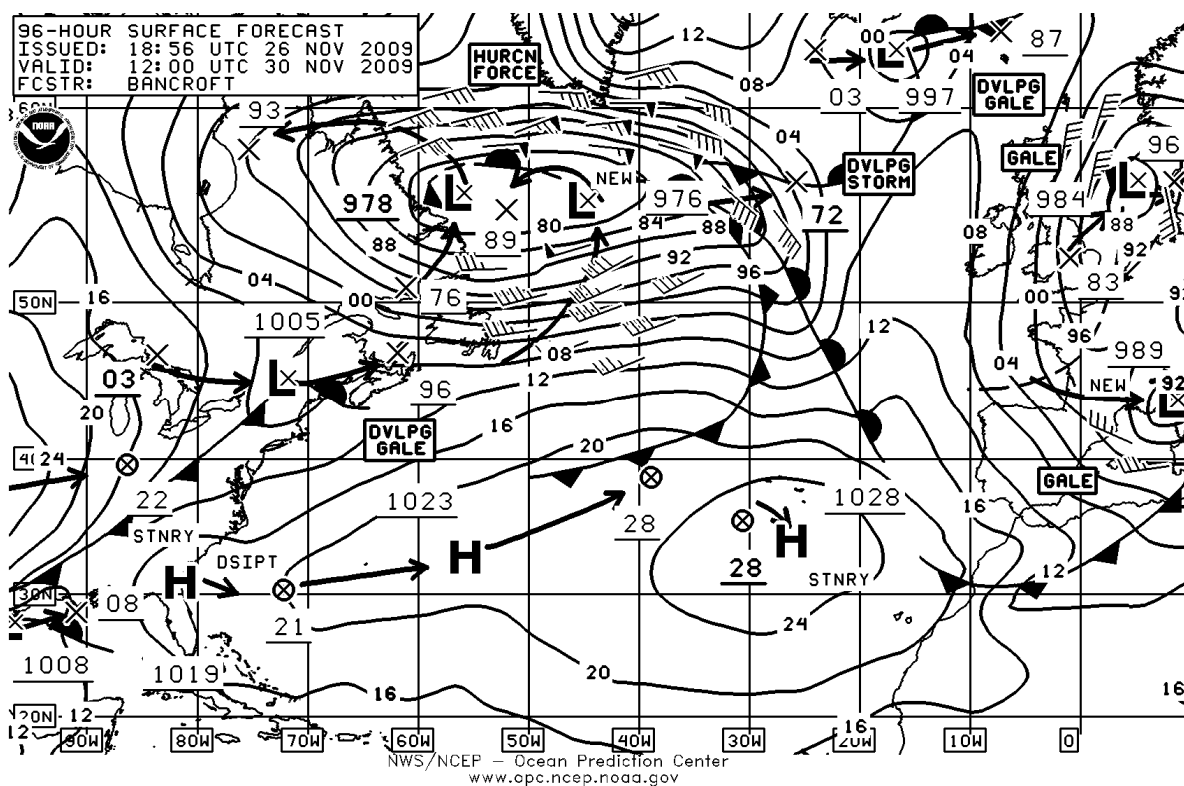
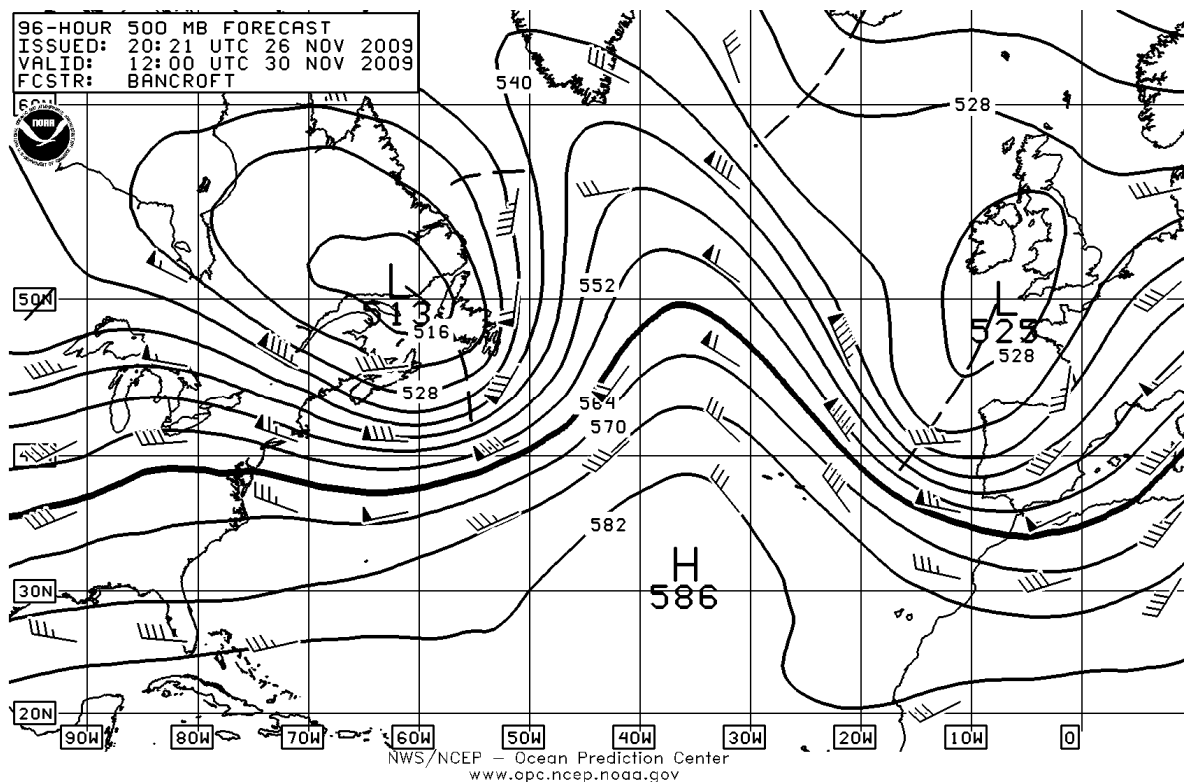
Mentre més pronunciades són les isohipses, major probabilitat hi haurà de que sigui actiu el front en superfície. Sobre la vertical i a la part occidental del front, es forma nuvolositat important. Si observem l'evolució dels dies posteriors, podem veure com les isohipses es tanquen més i augmenta la curvatura d'aquestes. A la part oriental del solc, es manifestaran precipitacions, encara que en superfície no hi haguessin fronts.

Per últim, podem observar com el solc que hi havia en altura s'ubica sobre la mateixa vertical que la baixa en superfície i les isohipses es van tancant. Això succeeix en

l'anomenada fase de madurament. A partir d'aquest moment, de superfície cap a munt la baixa es va reomplint.







10. CONCLUSIONS

Degut a la repercussió que té la meteorologia sobre els navegants, i sense anar més lluny, sobre totes les persones, em va semblar prou interessant realitzar un estudi i anàlisi de com es formen i es dissipen els fronts meteorològics que tant ens afecten. Durant tota la història, s'ha intentat predir la meteorologia, però no ha estat fins als últims anys que s'ha començat a aconseguir precisió, gràcies als nous i potents ordinadors, que poden realitzar càlculs numèrics amb una gran quantitat de variables i gràcies també a la distribució mundial de sensors, boies i aparells meteorològics els quals ens aporten una gran quantitat d'informació; ja sigui de superfície, de terra, de mar i inclús de tota la columna d'aire que tenim sobre els nostres caps. Dades com temperatures, densitats, humitats, pressions, etc. Que totes elles combinades ens permet realitzar models numèrics molt pròxims a la realitat.

El fet de poder saber amb antelació on es formarà un front, o bé, quan un front deixarà de tenir repercussions sobre la superfície terrestre, pot ajudar molt a la navegació, sobretot quan es tracte d'escollir la millor ruta per anar d'un punt a un altre. Tot i que nosaltres no tinguem a la nostre disposició els ordinadors per a la realització dels models numèrics, sí que tenim, com ja s'ha exposat anteriorment, cartes de superfície i d'altura, les quals, combinades, ens permet preveure amb molta aproximació el que està per arribar. Cal recalcar que si aquestes cartes són tan precises és gràcies a la gran captació de dades que tenim a nivell mundial, ja que si no fos per això els models cartogràfics no aconseguirien ser tan precisos.

En definitiva, en quant a la part física es refereix, podem concloure dient que la funció frontogenètica queda expressada amb la fórmula:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla a| = - \frac{\nabla a}{|\nabla a|} (\nabla V \nabla a)$$

la qual, si és major que zero ens estarà indicant que estem en un cas de frontogènesis, mentre que si dóna menor a zero ens indicarà que ens trobem davant un cas de frontolisis.

En quant a la predicció sobre cartes (de superfície i altura), concloem sabent que sempre que en altura vegem un punt d'inflexió, això serà motiu de la generació d'una baixa en superfície, la vida de la qual anirà de 6 a 8 dies aproximadament i sabrem quan comença perdre força a partir de quan es tanqui en altura. Les baixes que es generen aniran quasi sempre acompanyades de sistemes frontals i el front càlid precedirà al fred.

Amb tot això es pretén donar un coneixement més ampli del que tantes vegades sentim en el partes meteorològics i poder comprendre millor perquè és tan fàcil equivocar-se en la predicció del temps, ja que amb la gran quantitat de variables que hi participen és molt simple anar arrossegant petits errors dels diferents termes els quals, després d'operar diverses vegades amb ells, l'error s'acaba fent gran.

11. AGRAÏMENTS

Agraeixo al professor Francesc Xavier Martínez de Osés pel seu temps i dedicació en aquest treball de final de carrera. Sense ell, no hagués estat possible.

Agraeixo també el temps prestat pel professor Antoni Isalgué pel que a la part física d'aquest treball es referix.

12. BIBLIOGRAFIA I WEBGRAFIA

- Martínez de Osés, Francesc Xavier. *Meteorología aplicada a la Navegación*, Edicions UPC, 2003 Barcelona.
- McIlveenn, Robin. *Fundamentals of weather and climate*, Chapman & Hall, 2a Ed 1990, Singapur.
- Medina, Mariano. *Meteorología básica sinóptica*. Ed Paraninfo Madrid.
- Medina, Mariano. *Tª de la predicción meteorológica*, Ed INM, 1984 Madrid.
- Prieto, Conesa. *Análisis meteorológico en la mar*, Edicions UPC, 1993 Barcelona.
- Sienkiewicz, Joe & Chesneau, Lee. *Mariner's guide to the 500 millibar chart*,. NOAA.
- Tibbs, Chris. *Manual de meteorología marina*, 2007.
- Vidales, Zabaleta. *Curso de meteorología y oceanografía*, Subsecretaria de Pesca de la DGMM, 1990.
- www.opc.ncep.noaa.gov/index.shtml